

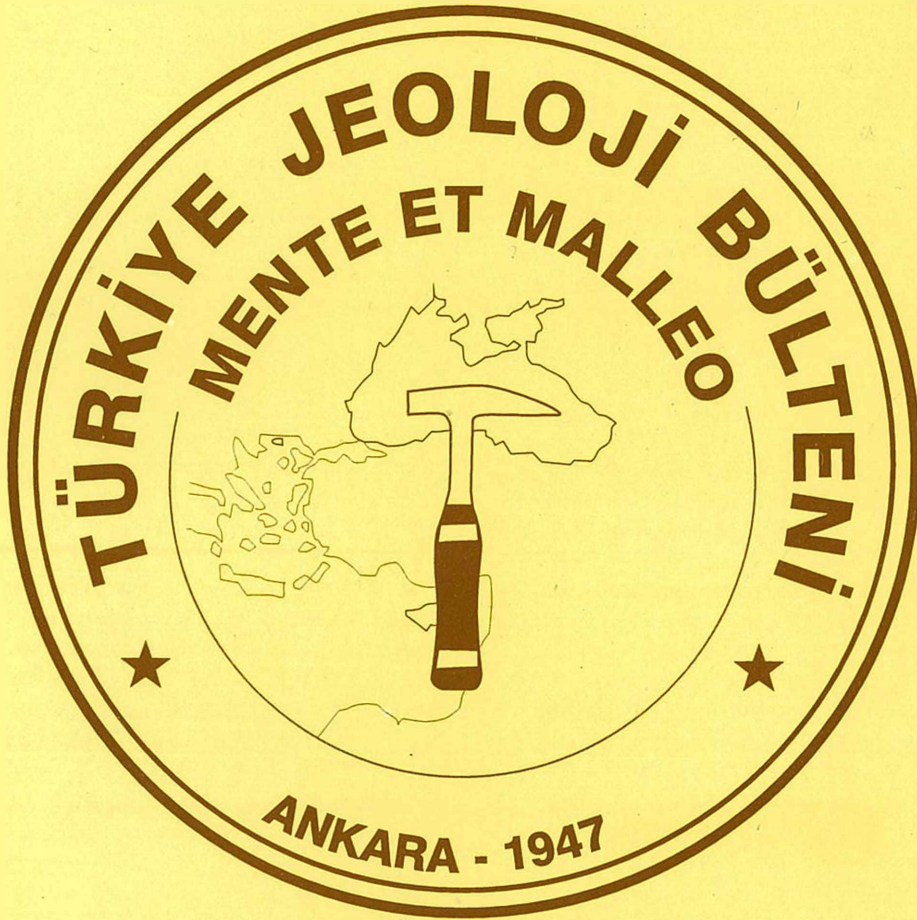
TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 2002 Cilt 45 Sayı 1

ISSN 1016-9164

February 2002 Volume 45 Number 1



TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Aydın ÇELEBİ	Başkan (President)
Diğer ÇAĞLAN	İkinci Başkan (Vice President)
İsmet CENGİZ	Yazman (Secretary)
Alı KAYABAŞI	Sayman (Treasurer)
Bülent BAYBURTOĞLU	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Member of Professional Activities)
Cevdet ÇAKIR	Yayın Üyesi (Member of Publication)
Yüksel METİN	Sosyal İlişkiler Üyesi (Member of Social Affairs)

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

Editörler / Editors

Cem SARAÇ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Gürol SEYİTOĞLU, Ankara Üniversitesi, Türkiye
Ercan ÖZCAN, Akdeniz Üniversitesi, Türkiye

Teknik Yönetmen / Technical Editor

Haşim AĞRILI, MTA, Türkiye

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

Aykut BARKA, İTÜ, Türkiye
Hasan BAYHAN, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Erdin BOZKURT, ODTÜ, Türkiye
Durmuş BOZTUG, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye
Jean CHOROWICZ, Paris IV Üniversitesi, Türkiye
I. Hakkı DEMİREL, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Max DEYNOUX, CNRS, Fransa
Vedat DOYURAN, ODTÜ, Türkiye
Peter A. DOWD, Leeds Üniversitesi, İngiltere
Mehmet EMEKÇİ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
İsmet GEDİK, KTÜ, Türkiye
Nilgün GULEÇ, ODTÜ, Türkiye
Kemal İNAN, Min. ve Enerji B., Avustralya
Gilbert KELLING, Keele Üniversitesi, İngiltere

I. Erdal KEREY, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Alain LEJAY, ELF Aquitaine, Fransa
Engin MERİÇ, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Y.Ziya ÖZKAN, MTA, Türkiye
Doğan PAKTUNÇ, Canmet Min. B. Lab., Kanada
Asaf PEKDEĞER, Freie Üniversitesi, Almanya
Ahmet SAGIROĞLU, Fırat Üniversitesi, Türkiye
Muharrem SATIR, Tübingen Üniversitesi, Almanya
Barry SCOTT, Leicester Üniversitesi, Türkiye
Orhan TATAR, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye
Reşat ULUSAY, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Timur USTAÖMER, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Taner ÜNLÜ, Ankara Üniversitesi, Türkiye
Hüseyin YALÇIN, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye

Bu Sayıda Makaleleri İnceleyerek Katkıda Bulunanlar
Contributors of this issue

Eşref ATABEY, MTA, Türkiye
Aykut BARKA, İ.T.Ü., Türkiye
Cemal GÖNCÜOĞLU, O.D.T.Ü. Türkiye
Nizamettin KAZANCI, Ankara Üniversitesi, Türkiye
Ali KOÇYİĞİT, O.D.T.Ü., Türkiye

İlkay KUŞÇU, Niğde Üniversitesi, Türkiye
Teoman NORMAN, O.D.T.Ü., Türkiye
Vedat OYGÜR, Eurogold A.Ş., Türkiye
Andre POISSON, Paris University, Fransa
Ercüment SIREL, Ankara Üniversitesi, Türkiye

Yazışma Adresi

TMMOB JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P.K. 464-Yenişehir, 06444 ANKARA
Tlf: (0.312) 434 36 01 • Fax: (0.312) 434 23 88
www.jmo.org.tr • e-posta: jmo@jmo.org.tr

Correspondence Adress

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
P.O. Box 464-Yenişehir, 06444 ANKARA
Tlf: (0.312) 434 36 01 • Fax: (0.312) 434 23 88
www.jmo.org.tr e-mail: jmo@jmo.org.tr

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 2002 • Cilt 45 • Sayı 1
February 2002 • Volume 45 • Number 1

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Bey pazarı (Ankara) Kuzeyinde Miyosen Yaşlı Bitümlü Birimlerin Organik Jeokimyasal Özellikleri**
Organic Geochemical Characteristics of Miocene Bituminous Units, North of Bey pazarı (Ankara)
.....Orhan ÖZÇELİK 1
- Sivas - Kızıldağ Ofiyolitlerinin (Orta Anadolu) Eser Element, Ni, PGE ve Au Jeokimyası**
Trace Element, Ni, PGE and Au Geochemistry of Sivas - Kızıldağ Ophiolites (Central Anatolia)
.....Yahya ÇİFTÇİ 19
- Karamada Plütonunun (Yahyalı-Kayseri) Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelemesi**
Mineralogical-Petrographical and Geochemical Study of the Karamada Pluton, Yahyalı-Kayseri, Central Anatolia, Turkey
.....Durmuş BOZTUĞ, Ali ÇEVİKBAŞ, Cavit DEMİRKOL, Sibel TATAR, Mustafa AKYILDIZ, Nazmi OTLU 41
- Dikme Miyosen Havzasının (KD Aladağlar) Sedimentolojik İncelemesi**
Sedimentary Analysis of the Miocene Dikme Basin (NE Aladağ Mnt.)
.....Faruk OCAKOĞLU 59
- Evidences of Extensional Tectonics at the Southern Boundary of the Galatean Volcanic Province, NW Central Anatolia**
Gulatiya Volkanik Bölgesinin (KB İç Anadolu, Türkiye) Güney Sınırında Kabuk Açılmasına Ait Veriler
M. Tekin YÜRÜR, Abidin TEMEL, Onur KÖSE 85
- A New Pontian Genus and Subgenus Discovery of Candonidae (Ostracoda) from the Eastern Black Sea Region of Turkey**
Türkiye'nin Doğu Karadeniz Bölgesi'nden Candoniade (Ostracoda) familyasına ait Ponsiyen Yaşlı Bir Yeni Cins ve Altcinsin Keşfi
.....Cemal TUNOĞLU 99
- Kuzeydoğu Ege Denizi-Çanakkale Boğazı ve Marmara Denizi Geçiş Bölgesi Çökellerinde İnce Tane Boyunun Ağır Metal Dağılımına Etkisi**
Effect of Fine-Grain Size On Distribution of Heavy Metals in the Sediments of the Northeast Aegean Sea, Çanakkale (Dardanelles) Strait and Marmara Sea Transition
.....Fulya YÜCESOY ERYILMAZ, Mustafa ERYILMAZ 111
- Jeokimyasal Karakterizasyon Çalışmalarında Faktör Analizi Yönteminin Kullanımı: Çelebi Granitoyidi ve Karamada Graniti**
Factor Anlysis Method in Geochemical Characterization Study; Çelebi Granitoide and Karamada Granite
.....İlkay KUŞCU, Gonca GENÇALIOĞLU KUŞCU, Cem SARAC, Lawrence D. MEINERT 125
- Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etkenleri**
Tectono-Sedimentary Records and Controlling Factors of the Mesozoic Sedimentary Basin in the Gümüşhane-Bayburt Region
.....Cemil YILMAZ 141
- Tokaris Sahası Mardin-Adıyaman Grubu Birimlerinin (Adıyaman-Kahta) Petrol Hazne Kaya Özelliklerinin Elan Plus Yazılımıyla Değerlendirilmesi (Güneydoğu-Türkiye)**
Interpretation of Tokaris Area Adıyaman-Mardin Group Members' Adıyaman-Kahta Rezervuar Properties in a Software
.....Nurettin SONEL, Nihal EKER, Ali SARI, Suat BAĞCI 165

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri;
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS'de yer almaktadır

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation,
Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS.

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey



Beypazarı (Ankara) Kuzeyinde Miyosen Yaşlı Bitümlü Birimlerin Organik Jeokimyasal Özellikleri *Organic Geochemical Characteristics of Miocene Bituminous Units, North of Beypazarı (Ankara)*

Orhan ÖZÇELİK

Akdeniz Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Antalya
e-posta: orhanozcelik@mynet.com

Öz

Beypazarı (Ankara) kuzeyinde Miyosen yaşlı birimler çakıltası, aglomera, kumtaşı, silttaşı, kiltası, linyit, bitümlü şeyi, kireçtaşı ve tüflerden oluşmaktadır. Linyit seviyesinin üzerinde bulunan bitümlü bölümler bölgede oldukça yaygındır. Birimde ölçülen toplam organik karbon değerleri her bir lokasyon için değişiklik göstermekte olup % 0.37'den % 7.07'ye kadar yükselmektedir. Algal organik maddelerin egemen olduğu organik madde tipleri 1. ve 2. tip kerojenlerden meydana gelmiştir. Vitrinit yansıması değerleri % 0.27-0.56, Rock-Eval pirolizlerinden elde edilen Tmax değerleri ise 407-437°C arasındadır. Bu sonuçlar çökelen organik maddelerin yeterli derecede organik olgunluğa ulaşmadıklarını belirtir. Biomarker karakteristikleri de bu sonuçları desteklemektedir. Ts/Tm oranı 1.5'dür ve bu değer organik maddenin olgunlaşmadığına işaret eder. Pr/n-C17 ile Ph/n-C18 oranlarına göre kaynak kaya depolanmasının indirgeyici bir ortamdan kaynak kayanın da şeylden oluştuğunu gösterir.

Anahtar Sözcükler: Beypazarı kuzeyi, organik jeokimyasal, Miyosen, bitüm

Abstract

Miocene units at the north Beypazarı (Ankara) are represented by conglomerate, agglomerate, sandstone, siltstone, clay stone, coal, bituminous shale, limestone and tuffs. Exposures of bituminous horizons just above coal are observed in extensive areas in the region. Total organic carbon content obtained from different outcrops of this bituminous horizon varies from % 0.37 to % 7.07 organic matter, mainly dominated by algal origin, is of type 1 and 2 kerogen. Vitrinite reflection measurements vary between % 0.27 - % 0.56 and Tmax values obtained from Rock - Eval pyrolysis are in the range of 407 - 437°C. These data point out that organic matter is immature. Biomarker characteristics also verify this results. The Ts/Tm ratio is 1.5 and show immaturity of organic matter. According to the Pr/n-Cjy and Ph/n-Cjs, Miocene units were generated in reducing environments and their source is shale.

Key Words: Northern Beypazarı, Organic Geochemical, Miocene, Bituminous

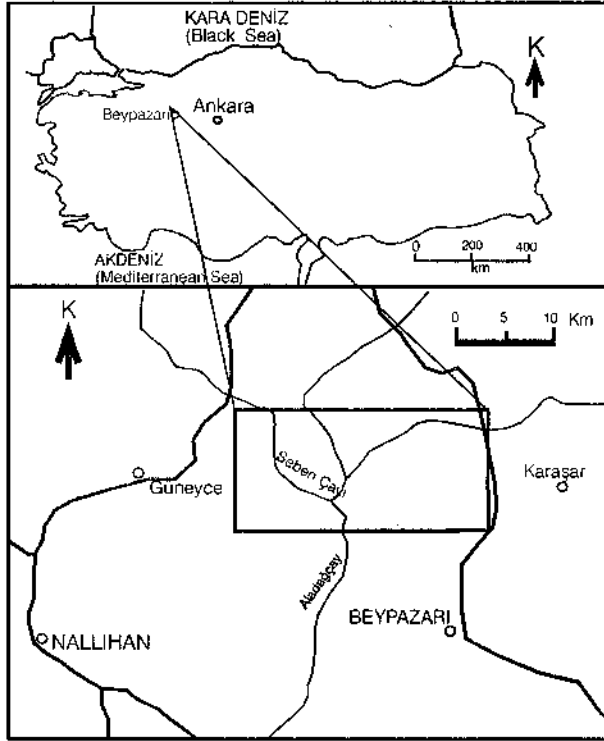
GİRİŞ

İnceleme alanı Beypazarı (Ankara) ilçesinin kuzey bölümünde yer almaktadır (Şekil 1). Bu bölgede Miyosen yaşlı birimler geniş alanlarda yüzleklere vermekte ve çok yaygın bir şekilde kömür ile bitüm

oluşumları içermektedir. Bölgedeki kömür yataklarından bazıları ekonomik nitelik taşımakta olup işletilmektedir.

Kuzey Anadolu Fay kuşağının güneyinde yer alan inceleme alanında birçok çalışma yapılmış-

tır. Alanın kuzeydoğu yöresinde volkanik kayaların egemen olması nedeniyle bu kayaların bileşimleri, özellikleri ve bunların içinde bulunan sepiyolit oluşumları İrkeç (1991) ile İrkeç ve Ünlü (1993) tarafından incelenmiştir. Kuzeybatı yöresine ait çalışmalar ise daha çok stratigrafi ve sedimentoloji ağırlıklıdır. Bu bölgede yüzlek veren Jura - Kretase, Üst Kretase, Oligosen, Miyosen ve Pliyosen birimleri Varol ve Kazancı (1981), Tunç (1980 ve 1984), Kazancı ve diğ., (1984)'nin ayrıntılı çalışmaları ile formasyon adlanması da yapılarak stratigrafik ve sedimentolojik özellikleri ortaya konulmuştur.



Şekil 1. İnceleme alanının yer buldum haritası.
Figure 1. Location map of the investigated area.

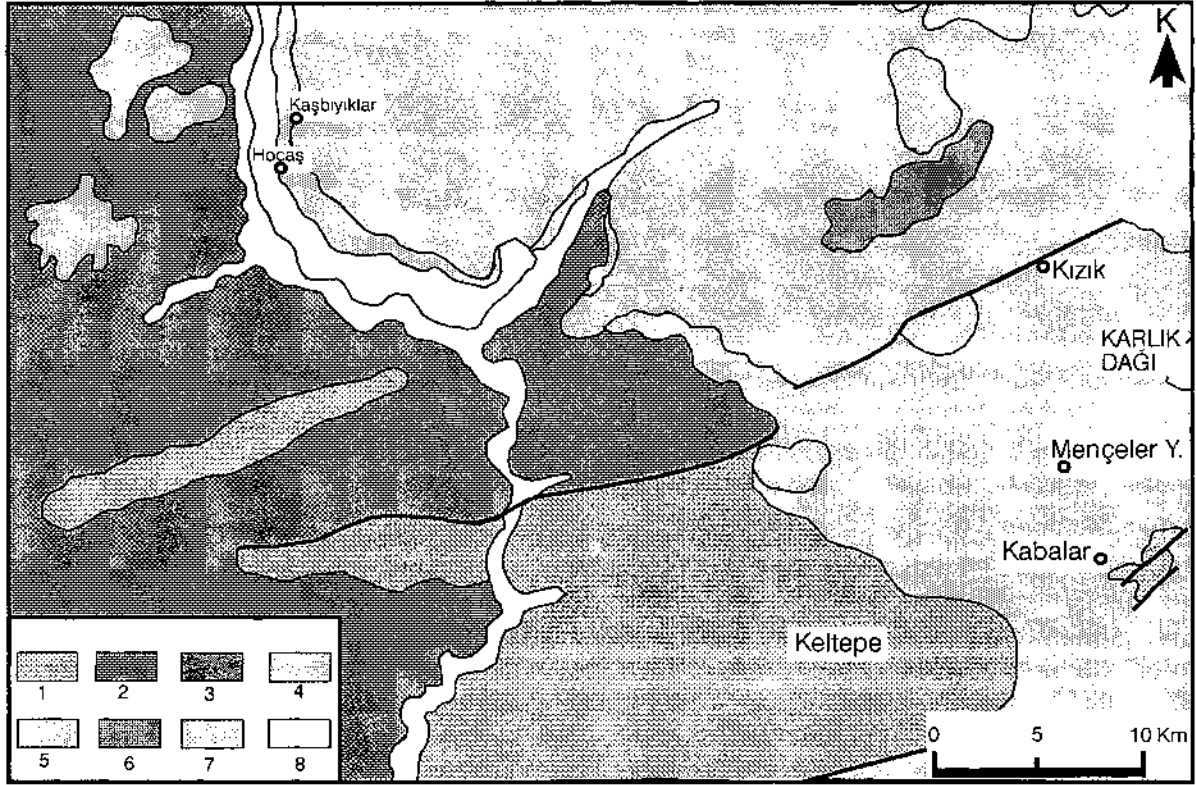
Bu çalışma ile, bölgede geniş bir yayılımı sahip Miyosen yaşlı Hırka formasyonunun (Gündoğdu ve diğ., 1985) organik jeokimyasal özelliklerini incelemek, kömürlü birimler üzerinde yer alan bitümlü seviyelerin organik jeokimyasal ve inorganik yöntemler uygulanarak organik madde içeriği, cinsi ve olgunlaşmalarının belirlenmesi amaçlanmıştır. Ayrıca incelenen birimlerin organik jeokimyasal özelliklerindeki değişimlerinden çökeltim özellikleri

değerlendirilmiştir. Çalışma beş ayrı lokasyonda (Dereköy, Hocaş, Mençeler Yayla, Obrukdere ve Kabalar) gerçekleştirilmiş olup Obrukdere ve Kabalar lokasyonunda yeterli organik veri olmaması nedeniyle, bu iki kesit yerine ait örnekler inorganik değerlendirme için kullanılmıştır.

STRATİGRAFI

Bölgenin temelinde Jura - Kretase yaşlı Keltepe formasyonu yer alır ve bu formasyon kireçtaşı, dolomitti ve kumlu kireçtaşlarından oluşmuştur (Şekil 2 ve 3). Birim, orta-kalın katmanlı, yer yer masif görünümlü, bol kırık ve çatlaklıdır. Keltepe formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Seben formasyonu Üst Kretase yaşlı olup çakılı İtasi, kumtaşı, silttaşı, marn ve kireçtaşlarından meydana gelmiştir. Bol fosil içeren marnlar ile ara katkılı olarak bulunan kumtaşları gri, açık yeşil ve sarımsı renkli, kireçtaşları ise orta-kalın katmanlı, kıvrımlı ve kırıklı olup bazı lokasyonlarda resifal kireçtaşı özelliği gösterirler. Oligosen yaşlı Uluköy formasyonu içerisinde bordo ve kırmızı renkli çakıltaşları, kumtaşı, silttaşı ve marnlar yer alır. İncelenen bölgedeki kalınlığı 250 m'ye kadar ulaşır. Orta-Üst Miyosen yaşlı Hırka formasyonu incelemenin asıl konusunu oluşturmakta olup, daha sonraki bölümde ayrıntılı olarak tanıtılacaktır.

Uluköy formasyonunun üzerine uyumsuzlukla gelen Uludere piroklastikleri, Hırka formasyonu ile de yanal geçişlidir. Bu birim, aglomera, çakıltaşı, breş, andezitik - riyolitik ve dasitik tüflerden oluşmaktadır. Bunlar Hırka formasyonuna ait gölsel çökeller ile aralanma gösterirler. Burada çökeltim linyit oluşumları mercerler şeklinde gözlenmektedir. İnceleme bölgesinde Miyosen birimlerinin üzerine volkanik kayalar gelmektedir. Bunlar Pliyosen yaşlı olup Galatya masifinin son ürünleri olarak ortaya çıkmış olan Özlü bazaltlarıdır (Taka, 2000). Bu volkanik çökeltimlerin üzerine ise çakıltaşı, volkanik elemanlı kumtaşı, silttaşı, tuf ve kireçtaşlarından oluşan, 200 m kalınlığa kadar varan diğer Pliyosen çökeltimleri yer almaktadır. En üstte de Kuvaterner yaşlı alüvyonlar yer alır.



Şekil 2. İnceleme alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası. 1- Keltepe formasyonu, 2- Seben formasyonu, 3- Uluköy formasyonu, 4- Hırka formasyonu, 5- Uludere piroklastikleri, 6- Özlü bazaltı, 7- Pliyosen, 8- Alüvyonlar

Figure 2. Simplified geologic map of the investigated area. 1- Keltepe formation, 2- Seben formation, 3- Uluköy formation, 4- Hırka formation, 5- Uludere pyroclastics, 6- Özlü basaltı, 7- Pliocene, 8- Alluviums.

JURA-KRETASE JURASSIC-CRETAC.)		OLİGOSEN (OLIGOCENE)	MİYOSEN (MIOCENE)		PLİYÖSEN (PLIOCENE)		Kuv. (Qu.)	SİSTEM (SYSTEM)
Ö. JURA-KRET. (U. JURA-CRET.)	ÜST KRETASE (UP. CRETAC.)							SERİ (SERIE)
KELTEPE	SEBEN	ULUKÖY	ULUDERE PİROKLASTİKLERİ HIRKA		ÖZLÜ BAZALTI	GERİŞ		FORMASYON (FORMATION)
250-300	250	250	900		100	200	60	KALINLIK(m) (THICKNESS)
								LİTOLOJİ (LITHOLOGY)
								AÇIKLAMALAR (EXPLANATION)
Kireçtaşı, kumlu ve dolomitik kireçtaşı (Limestone, sandy and dolomitic limestone)		Çakıllı, kumlu ve silttaşı ardalanması (Conglomerate, sandstone and siltstone alternation)		Uludere piroklastikleri: Aglomera, çakıltası, breaş, andezitlik, rhyolitik, dasitlik tuf (Uludere pyroclastics: Agglomerate, conglomerate, breccia, andesitic, rhyolitic-dasitic tuff)		Bazaltik lavlar (Basaltic lavas)		Çakıl, kum, silt ve kil (Gravel, sand, silt and clay)
Çakıllı, tuf, andezitlik lav, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, marl ve kireçtaşı (Conglomerate, tuff, andesitic lava, sandstone, siltstone, mudstone, marl, and limestone)				Hırka Formasyonu: Kumtaşı, silttaşı, kireçtaşı, marl, inçit, bitümlü şeyl, tuf, kireçtaşı (Hırka formation: Sandstone, siltstone, claystone, marl, lignite, bituminous shale, tuff, limestone)				Çakıllı, kumtaşı, silttaşı, tuf ve kireçtaşı (Conglomerate, sandstone, siltstone, tuff and limestone)

Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 3. Generalized column section of the investigated area.

Hırka Formasyonunun Litolojik Özellikleri

Bu formasyon, genel olarak tabanda çakıtaşı ve kumtaşı ile başlar. Üste doğru silttaşı, kiltası, linyit, bitümlü şeyi, marn, çamurtaşı, silisli kireçtaşı, tuf ve silisli oluşuklardan meydana gelmiştir. Anlatılan bu birimleri her zaman düzenli bir dizilim şeklinde görmek olası değildir. Çakıtaşları inceleme bölgesinde çok az yüzlek (yalnızca Hocaş mevkiinde) vermektedir. Kumtaşları ise biraz daha yaygın bir şekilde izlenmekte olup orta-kalın katmanlı, orta-ince taneli ve genellikle volkanik kırıntılardan oluşmuştur. Silttaşı ve kiltaları ince-orta katmanlı olup istif boyunca diğer birimlerle sürekli bir ardalanma göstermektedirler. Linyit ve bitümlü şeyler bu düzeyler içerisinde yer almaktadır. Linyitler, Hırka formasyonunun değişik bölümlerinde farklı kalınlıklardadır. Hocaş-Kaşbıyıklar mevkiinde 0.10-1.20 m arasında, Beypazarı kuzeyindeki Kabalar, Bahceköy ve Aşağıçaydere lokasyonlarında 0.20-0.80 m arasında, Kavutcu lokasyonunda 0.10-0.65 m arasında, Tüfekcioğlu yöresindeki açık ocağa 0.35-1.20 m arasında değişen kalınlıklarda linyit damarları mevcuttur (Taka, 2000).

Bitümlü şeyler, yapraklanmalar ve laminalar halinde ayrılma özelliği gösterirler. Dayanımlı litolojik özellikleri nedeniyle de dirsek şeklinde çukurluklar meydana getirmektedirler. Bunların içerisinde yaprak fosilleri, ağaç parçaları, gastropod ve ostrakod fosil parçaları bulunmuştur. Hocaş-Kaşbıyıklar lokasyonunda 0.20-0.60 m, Mençeler Yayla lokasyonunda 0.10-2.50 m, Elmah-Terzikoza dere çevresinde 0.10-0.50 m arasında değişen kalınlıklardadır.

Tüfler özellikle inceleme alanının kuzey bölümlerinde yüzeylenmektedir. Açık sarı ve yer yer de yeşil renkli, bazan masif bazan da orta-kalın katmanlıdır. Formasyon içinde silisli oluşuklar ile bazaltik ve andezitik lav akıntıları yer almaktadır. İnceleme alanı dışında fakat aynı formasyonun güney yöndeki uzanan yüzleklerinde trona yatakları bulunmaktadır (Şener, 1981; Tenekeci ve diğ., 1983).

Hırka formasyonunun inceleme alanındaki kalınlığı Kaşbıyıklar lokasyonunda 150-200 m, Kabalar-Bahceköy lokasyonunda 350-400 m, Çamlıkdere lokasyonunda ise 150-200 m arasındadır. Fakat ölçümün yapılamadığı bazı yüzleklerde 900 m

ye kadar ulaşmaktadır. Formasyonun yaşı ise bitümlü şeyi düzeylerinden alınan örneklerin palinolojik incelemelerine göre Orta-Üst Miyosen olarak saptanmıştır (Taka, 2000).

Laboratuvar Çalışmaları

İnceleme alanında Miyosen yaşlı Hırka formasyonuna ait birimlerin organik madde miktarını belirlemek amacıyla seçilen 19 adet örneğin toplam organik karbon (TOK) içeriği ölçülmüştür. Bu ölçümler Leco cihazı ile gerçekleştirilmiştir. Organik madde yüzdesi belli değerlerin üzerine çıkan örneklerde Rock-Eval pirolizi analizleri ile organik yoğunlaştırma işlemleri gerçekleştirilmiş, bu analizler yardımı ile organik maddenin tür ve evrimine ilişkin sonuçlar elde edilmiştir. Yoğunlaştırılmış organik madde ile de vitrinit yansıması ölçümleri yapmak ve maseral tipleri incelenmek üzere parlatma kalıpları hazırlanmıştır. Ayrıca kerojen slaytları hazırlanarak organik madde türleri ile renk değişimleri belirlenmiştir.

Toplam organik karbon, Rock-Eval pirolizi ile Gaz kromatografisi (GC) ve Gaz kromatografisi - Kütle Spektrometresi (GC-MS) analizleri Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (Ankara) Laboratuvarlarında, vitrinit yansıması ölçümleri Hacettepe Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Laboratuvarları (Ankara) ile TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi Laboratuvarlarında (Gebze-Kocaeli), diğer analizler de Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında yapılmıştır.

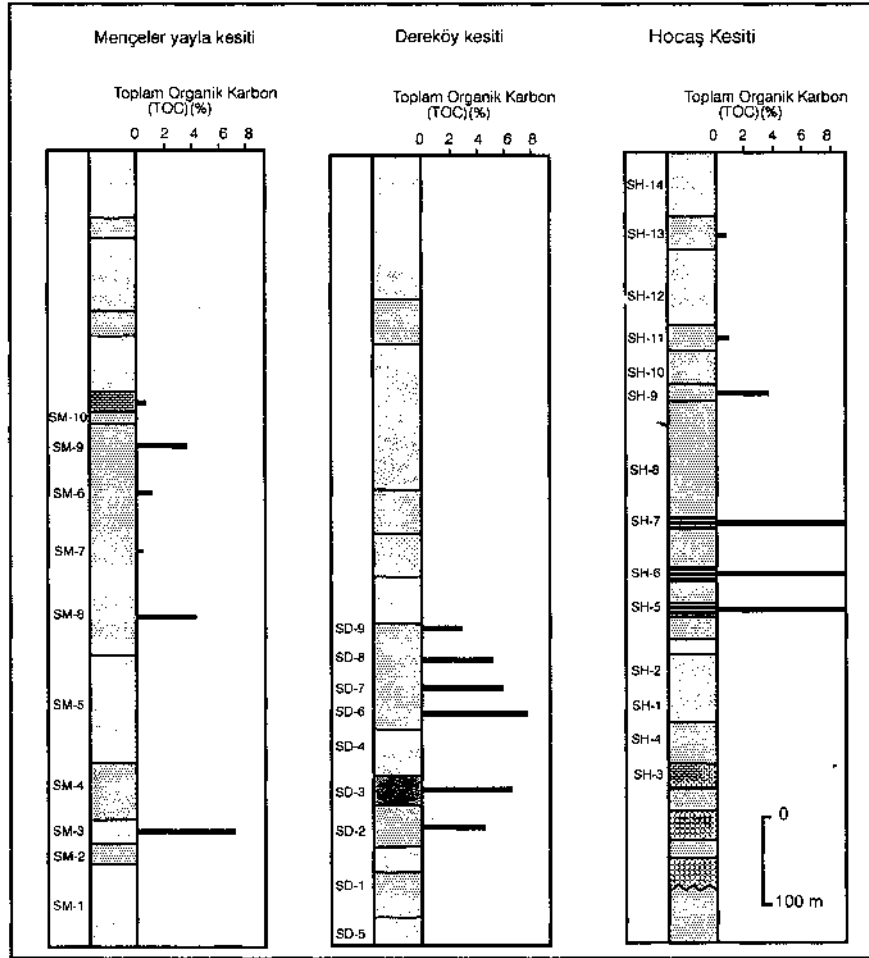
Toplam Organik Karbon Analizleri

İnceleme alanında Hırka formasyonunun yüzlek verdiği değişik alanlardan (Mençeler Yayla, Hocaş ve Dereköy kesitleri) 3 adet dikme kesit boyunca seçilen 19 adet örnekte toplam organik karbon değerleri ölçülmüştür (Çizelge 1). Analizi yapılan örnekler organik madde izlerinin makroskobik olarak da görülebildiği ince taneli marnlı örneklerden seçilmişlerdir. Örnekler öğütme ve asitleme işlemlerinden sonra analize hazır hale getirilmiş ve Leco cihazında toplam organik karbon değerleri ağırlık yüzdesi olarak elde edilmiştir. Toplam organik karbon değerleri dikme kesitler üzerine işaretlenerek TOK dağılımları bulunmuştur (Şekil 4).

Çizelge 1. Toplam organik karbon sonuçları.**Table 1.** Total organic carbon results.

Kesit Yeri (Section)	Örnek No (Sample No)	Toplam Organik Karbon (%) (Total Organic Carbon) (%)
Dereköy Kesiti	SD-2	4.3
	SD-3	6.12
	SD-6	6.70
	SD-7	5.83
	SD-8	5.20
	SD-9	2.77
Hocaş Kesiti	SH-5	44.76
	SH-6	53.25
	SH-7	34.49
	SH-9	3.78
	SH-11	0.78
Mençeler Yayla Kesiti	SH-13	0.57
	SM-2	0.96
	SM-3	7.07
	SM-6	1.06
	SM-7	0.37
	SM-8	4.18
	SM-9	3.69
	SM-10	0.78

Mençeler yayla dikme kesitindeki bitümlü düzeylerde % 0.37'den % 7.07'ye kadar değişen toplam organik karbon değerleri yer almaktadır. Bunların ortalaması ise % 2.59'dur. Bu kesite ait kömürlü seviyenin üzerinde yeralan bitümlü marnlar çok değişken aralıkta sonuçlar içermektedir (% 0.37 - 4.36). daha üst düzeylerde yeralan kireçtaşları ise % 0.78'lik toplam organik karbon değerine sahiptir. Hocaş kesitinde linyitli düzeylerin karbon içeriği % 34.5 - 53.2 arasında değişmektedir. Ancak daha üst düzeylerde yeralan bitümlü marnlardaki toplam organik karbon oranları ise % 0.57 - 3.78 arasında değişen değerlere sahip olup, ortalamaları % 1.71'dir. Dereköy dikme kesitinde ölçülen toplam organik madde içeriği % 2.77 - 6.70 arasında olup tüm bu değerlerin ortalaması % 5.15'dir. Bu kesitte TOK ölçümleri yalnızca marnlı bölümlerden yapılmıştır.



Şekil 4. İncelenen birimlerin toplam organik karbon dağılımı.
Figure 4. Total organic carbon distribution of the investigated area.

Toplam organik karbon ölçümü yapılan tüm kesitler birlikte değerlendirildiği zaman organik madde içeriği açısından Dereköy- keskindeki bitümlü marnların, Hocaş ve Mençeler Yayla kesitlerindeki bitümlü birimlere göre daha zengin oldukları ortaya çıkmaktadır.

Rock-Eval Pirolizleri

Rock-Eval pirolizi analizleriyle organik madde miktarı, tipi ve olgunluğu ile ilgili bilgiler edinilmektedir. Bir miktar öğütülmüş kaya örneği oksijensiz bir ortamda belli bir ısı programında yakılmakta ve bazı parametreler elde edilmektedir. Espitalié ve diğ., (1977) tarafından geliştirilen bu yöntemdeki parametreler S₁, S₂, S₃, T_{max} ve RC'dir. Bu parametreler yardımıyla jenetik potansiyel (S₁+S₂), transformasyon oranı (S₁/S₁+S₂), S₂/S₃ oranı, hidrojen indeksi (HI), oksijen indeksi (OI) gibi veriler elde edilebilmektedir.

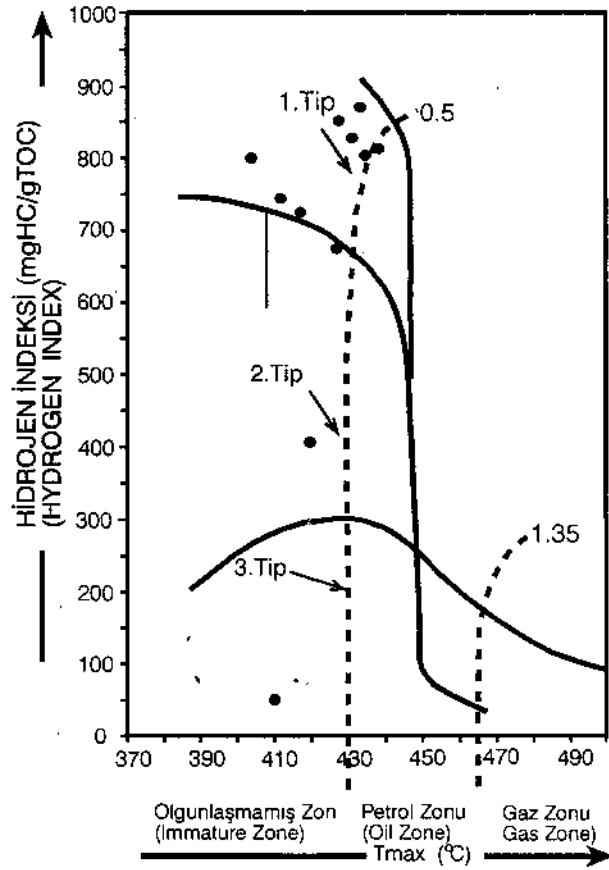
İnceleme bölgesinde toplam organik karbon oranı yüksek 11 adet örnekte Rock-Eval pirolizleri

yapılmıştır (Çizelge 2). Dereköy dikme kesitinden alınan örneklerde (SD-2 ile SD-9 arası) S₁ değeri 0,72-3,09 mgHC/gTOC, S₂ değeri ise 20,31-58,76 mgHC/gTOC arasında değiştiği görülmektedir. Bu örneklerin tümünde jenetik potansiyel değerlerinin 21,69 mgHC/gTOC'den daha yüksek olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu değerler Tissot ve Welte (1984)'nin sınıflamasına göre iyi petrol anakayası niteliği taşır. Aynı örneklerin hidrojen indeksi değerleri 686 - 877 mgHC/gTOC; oksijen indeksi değerleri de 32 - 57 mgCO₂ /gTOC arasında değişmektedir. Hidrojen indeksi değerlerinin bu derece yüksek oluşuna karşın oksijen indeksi değerlerinin de düşük oluşu çökelen organik maddenin oksidasyondan yeterince korunduğuna işaret eder. Dereköy kesiti örneklerinin tamamına yakınının 1.tip kerojenlerden oluştuğu görülmektedir. Bu kesitteki T_{max} değerleri ise 409 - 437°C arasında değişmektedir. Hidrojen indeksi - T_{max} diyagramında Dereköy kesiti örneklerinden 4 tanesi 1.tip kerojen 2 tanesi ise 2.tip kerojen alanındadır (Şekil 5).

Çizelge 2. Rock-Eval pirolizi sonuçları, TOK^ toplam organik karbon, S₁= Kaya içindeki serbest hidrokarbonlar (mg HC/gTOK), S₂= Kerojenin termal parçalanması sonucu oluşan hidrokarbonlar (mgHC/gTOK), S₃= CO₂ miktarı (mgCO₂/gTOK), Tmax= Maksimum ısı (°C), HI= Hidrojen indeksi (mgHC/gTOK), OI= Oksijen indeksi (mg CO₂/gTOK), PI= Üretim indeksi (mgHC/gTOK), RC= Kalıntı karbon.

Table 2. Rock-Eval pyrolysis results, TOC= Total organic carbon (%), S₁= Already existing hydrocarbon in rock (mgHC/gTOC), S₂= Hydrocarbon generated from the thermal breakdown of kerogen (mgHC/gTOC), S₃= CO₂ value (mgCO₂/gTOC), Tmax= Maximum temperature (°C), HI= Hydrogen index (mgHC/gTOC), OI= Oxygen index (mgCO₂/gTOC), PI= Production index (mgHC/gTOC), RC= Residue carbon.

Örnek No (Samp.No)	TOK (TOC)	S ₁	S ₂	S ₃	T _{max} °C	HI	OI	PI	RC
SD-2	4.32	1.15	36.93	1.39	436	854	32	0.03	1.15
SD-3	6.12	2.98	48.63	2.13	409	794	34	0.06	1.82
SD-6	6.70	2.42	58.76	2.55	436	877	38	0.04	1.61
SD-7	5.83	3.09	40.00	3.34	427	686	57	0.07	2.24
SD-8	5.20	0.72	41.20	2.34	437	792	45	0.02	1.71
SD-9	2.77	1.38	20.31	1.36	412	733	49	0.06	0.97
SH-9	3.78	2.36	26.90	1.80	418	711	47	0.08	1.35
SM-3	7.07	0.21	3.75	5.41	411	53	76	0.05	6.74
SM-6	1.06	0.18	4.34	1.95	417	409	183	0.04	0.69
SM-8	4.18	0.65	34.92	1.90	431	835	45	0.02	1.22
SM-9	3.69	0.84	29.71	1.60	432	805	43	0.03	1.15



Şekil 5. Kerojen tiplerinin Hidrojen indeksi- T_{max} diyagramına göre sınıflaması (Tissot ve Welte, 1984)

Figure 5. Classification of the kerogen types by using Hydrogen index- T_{max} diagram (Tissot and Welte, 1984).

Mençeler Yayla ile Hocaş örneklerinin Rock-Eval pirolizi sonuçları da Dereköy kesitine benzerliğine karşın bazı farklılıklar vardır. Mençeler Yayla kesitine ait SM-3 ve SM-8 örneklerinde yüksek toplam organik karbon değerleri ölçülmüş ise de S₂ ve hidrojen indeksi değerlerinin düşük olduğu dikkat çeker (Çizelge 2): Bu örneklerin hidrojen indeksi - T_{max} diyagramındaki yerleri 3. tip kerojen alanına karşılık gelmektedir (Şekil 5). Mençeler Yayla kesitine ait T_{max} değerleri, Dereköy kesitine benzer şekilde 411 - 432°C arasındadır.

Vitrinit Yansıması Ölçümleri (R_o)

Organik maddenin olgunlaşma durumunu ortaya koyan en güvenilir ve en çok kullanılan yöntemler-

den biri vitrinit yansıması ölçümleridir. Vitrinit yansıma değerinin artışıyla birlikte olgunlaşma da artmaktadır. Tissot ve Welte (1984), vitrinit yansımasının % 0.5'den daha düşük değerleri için diyajenez, % 0.5-2 arası katajenez, % 2-4 arası metajenez, % 4'den daha büyük vitrinit yansıması değerleri için de metamorfizma zonlarına geçildiğini belirtmektedir.

Vitrinit yansıması ölçümleri ve organik maddenin mikroskopik incelemeleri için bilinen teknikler yardımıyla organik maddenin yoğunlaştırılması yapılmış ve parlatma kalıpları hazırlanmıştır. İncelenen birimlerden 19 adet örnekte parlatma kalıbı elde edilmiştir. Ancak bunlardan yalnızca 6 örnekte vitrinit bulunmuş olup, 5 tanesi Hocaş kesitine, 1 tanesi de Mençeler Yayla kesitine ait olan kömürlü örneklerdir (Çizelge 3). Hocaş kesitine ait örneklerin vitrinit yansıma değeri % 0.27 - 0.51 arasında değişmekte olup, bunların ortalaması ise % 0.36'dır. Bu değerler Tissot ve Welte (1984)'nin sınıflamasına göre diyajenetik zonu temsil etmekte olup, henüz olgunlaşmamıştır. Mençeler Yayla kesitine ait örnekte elde edilen % 0.56'lık değer ise diyajenez - katajenez arasına karşılık gelen bir zonu göstermektedir.

Çizelge 3. Vitrinit yansıması sonuçları.

Table 3. Vitrinit reflectance results.

Kesit Yeri (Section)	Örnek No (Sample No)	Vitrinit Yans. (%) (Vitrinite Ref.%)
Hocaş Kesiti	SH-5	0.31
	SH-6	0.27
	SH-7	0.33
	SH-9	0.39
	SH-13	0.51
Mençeler Kesiti	SM-2	0.56

Organik Madde Türü İncelemeleri

Organik madde türlerinin renklerinde sıcaklık ve derinlik artışına bağlı olarak değişimler olmaktadır. Koyu renkler organik maddenin olgunlaştığına, açık renkler diyajenez aşamasında olduğuna işaret etmektedir. Değişik araştırmacılarca geliştirilen renk skalaları sayısal değerlere dönüştürülmüştür. Renk tablolarından en çok kullanılanlarından biri

Staplin (1975) tarafından geliştirilen renk-sayı ölçüğü olup, bu tabloda sarı-siyah arasında olan renkler 1 ve 4 arasında değişen sayılarla ifade edilmiştir.

Hırka formasyonundan alınan örneklerden % l'in üzerinde organik madde içeriğine sahip olanlarda organik yoğunlaştırma yapılmış ve kerojen slaytları hazırlanmıştır. Bu örnekler ise genellikle bitümlü düzeylere karşılık gelmektedir. Hazırlanan kerojen slaytlarında spoı renk indeksi yorumu yapılabilecek niteliklere sahip sporlar bulunamamıştır. Ancak, organik maddenin ısısal alterasyon renkleri koyu sarı ve açık kahverengimsi tonlardadır. Bitümlü düzeylerde organik maddeler % 90-95 oranında algal nitelikli, % 5-10 oranında da odunsu ve kömürsü tipteki lerden meydana gelmiştir. Bu seviyelerin dışına çıktığında karasal organik madde türlerinde bir artış söz konusudur. Parlatılmış kesitlerin üstten aydınlatmalı mikroskop incelemelerinde bitümlü düzeylerde vitrininlerin çok az olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu kesitlerde daha çok lamalginit, telalginit, sporinit ve liptodetrinit gibi maseraller gözlenmiştir.

GC ve GC-MS Analizleri

Gaz kromatografisi (GC), gaz kromatografisi - kütle spektrometresi (GC-MS) yardımı ile biyolojik belirleyicilerin saptanmasına çalışılmıştır. Biomarkerler, organik maddeyi oluşturan fitoplankton, zooplankton, bakteriler gibi denizel; spor, polen ve mumsu maddeler gibi karasal organik maddelerde var olan moleküllerdir. Karakteristik özellikleri; ısısal olgunlaşma, göç ve biyodegradasyon gibi alterasyon olaylarına dirençli olmaları ve organizma içinde orijinal kimyasal yapı iskeletini hidrokarbon içinde de korumalarıdır. Bu nedenle biomarkerler depolanma ortamı (Çizelge 4 ve 5), kaynak ve paleoortam belirteci (Çizelge 6) olarak kullanılabilirler. İnceleme alanından derlenen örnekler içerisinden daha önce bahsedilen analizler yapıldıktan sonra, seçilen örnek üzerinde gaz kromatogramından elde edilen izoprenoid oranları, GC-MS analizinden elde edilen terpan (m/z 191) ve steran (m/z 217) fregmentogramları incelenmiştir. Bitümlü örneğin gaz kromatogramlarından elde

edilen izoprenid oranları; Pr/Ph: 0.62, Pr/n-C 17:3.3 ve Ph/nCl 8:0.5 dir (Şekil 6 ve Çizelge 7)(Lijmbach ve diğ., 1983). Düşük (<1) Pr/ph oranı (Pristan /Fitan) anoksik ortamı işaret eder. Pr/Ph oranı, diyajenez sırasında Fitanın artışı oranında olmaktadır. Pristan, fitanik asidin dekarboksilasyonu ile oluşur. Bu oran katajenez başlangıç aşamasında maksimum bir değere ulaşmakta ve sonrada kerojenden parçalanan ürünlerin daha egemen olmasıyla azalır. Açıkça, Pr/Ph oranı farklı ortamsal koşullarda fitölün degradasyonundan daha fazla diğer faktörlerden etkilenmektedir. Sonuçta bu oran petrol kaynak - çökelim ortamlarının yorumlanmasında kullanılabilir (Hunt, 1979).

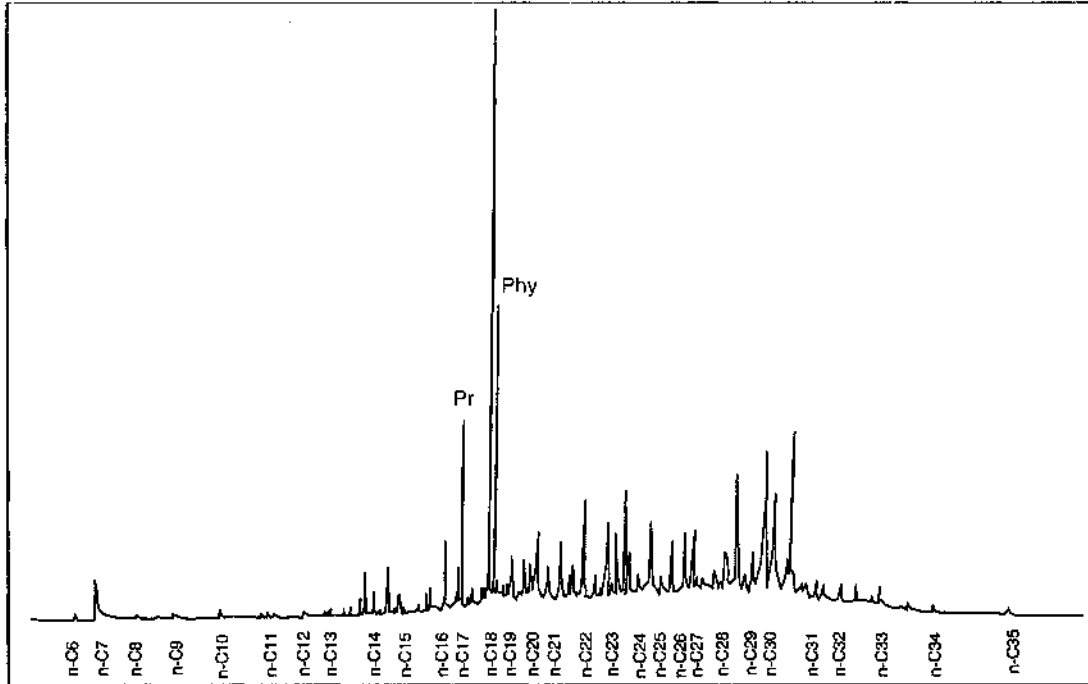
Çizelge 4. Depolanma ortamı veya biyolojik girdi olarak acyclic biomarkerler (Peters ve Moldowan, 1993).

Table 4. Acyclic biomarkers as indicators of biological input or depositional environment (Peters and Moldowan, 1993).

BİLEŞİM (Composition)	KAYNAK ORGANİZMA (Origin)	ORTAM (Environment)
nC ₁₅ , nC ₁₇ , nC ₁₉	Alg	Göl, Deniz
nC ₁₅ , nC ₁₇ , nC ₁₉	Gleocapsamorpha aprisca	Ordovisiyen
nC ₂₇ , nC ₂₉ , nC ₃₁	Yüksek bitkiler	Karasal
nC ₂₃ - nC ₃₁	Denizel olmayan alg	Gölsel
2-methyl-docosane	Bakteri ?	Aşırı tuzlu
Pristan/Fitan (düşük)	Phototrophs, Archaeobacteria	İndirgen, anoksik, yüksek tuzluluk
2, 6, 10, 15, 19-pentamethyleicosane	Archaeobacteria	Aşırı tuzlu
2, 6, 10 trimethyl-7-(3-methyl-butyl)-dodecane	Yeşil alg	Aşırı tuzlu
Botryococcus	Yeşil alg (Botryococcus branuii)	Gölsel/ Acı su
16-demethyl-botryococcane	Yeşil alg (Botryococcus branuii)	Gölsel/ Acı su
Mid-chain monomethyl alkanlar	Cyanobacteria	Sıcak kaynaklar, deniz

Çizelge 5. Depolanma ortamı veya biyolojik girdi olarak cyclic biomarkerler (Peters ve Moldowan, 1993).
Table 5. Cyclic biomarkers as indicators of biological input or depositional environment (Peters and Moldowan, 1993).

DOYMUŞ HİDROKARBONLAR (Saturated Hydrocarbon)	KAYNAK ORGANİZMA (Origin)	ORTAM Environment)
C ₁₅ -C ₂₃ (odd)cyclohexyl alkanlar	Gloeocapsamorpha prisca	Ordovisiyen Deniz
À-carotane	Bakteri	Arid, Hipersalin
Phyllocladanes	Kozalaklı ağaç	Karasal
C ₂₇ , C ₂₉ Steranlar	Alg (C ₂₇), Alg ve yüksek bitkiler (C ₂₉)	Değişik
C ₃₀ 24-n-propylcholestanlar	Chrysophyte alg	Deniz
4-methylsteranlar	Dinoflagellatlar, bazı bakteriler	Göl veya deniz
Diasteranlar	Alg veya yüksek bitkiler	Kilce zengin kayalar
Dinosteranlar	Dinoflagellatlar	Deniz, Triyas veya daha genç
25, 28, 30-trisnorhopan	Bakteri (?)	Anoksik deniz, upwelling(?)
28, 30 bisnorhopan	Bakteri (?)	Anoksik deniz, upwelling(?)
C ₃₅ α, 21α (H)-hopan	Bakteri	İndirgen anoksik
2-methylhopanlar	Bakteri	Karbonatlı kayalar
23, 28 – bisnorlupanlar	Yüksek bitkiler	Karasal
4 α (H) – eudesmane	Yüksek bitkiler	Karasal
Gammacerane	Protozoa ?	Hipersalin
18 α (H)- Oleanane	Yüksek bitkiler	Kretase veya daha genç
Hexahydrobenzohopan	Bakteri	Anoksik karbonat-anhidrit
Pregnan, Homopregnan	Bilinmiyor	Hipersalin
C ₂₄ tetracyclic terpan	Bilinmiyor	Hipersalin
Squalane	Archaeobakteri	Hipersalin
Norhopan (C ₂₉ hopan)	Değişik	Karbonat/Evaporit
C ₃₁ -C ₄₀ head to head izoprenoidler	Methanojenler	Tanımlanmamış
C ₁₉ -C ₃₀ Tricyclic terpanlar	Tasmanitesler	Tanımlanmamış
AROMATİKLER		
Benzothiophenes, Alkyldibenzothiophenes	Bilinmiyor	Karbonat/Evaporit
Aryl isoprenoidler	Yeşil sülfür bakterisi	Aşırı tuzlu
Trimethylated 2 –methyl 2 - Trimethyldecylchromans	Bilinmiyor	Tuzlu



Şekil 6. Gaz kromatogramına göre n-alkan ve izoalkan pikleri (SD-6).

Figure 6. According to Gas chromatogram the peaks of n-alkanes and iso-alkanes(SD-6).

Çizelge 6. Kaynak ve paleoortam belirteci olarak biomarkerler (Hunt, 1993).

Table 6. Biological markers as source and paleoenvironmental indicators (Hunt, 1993).

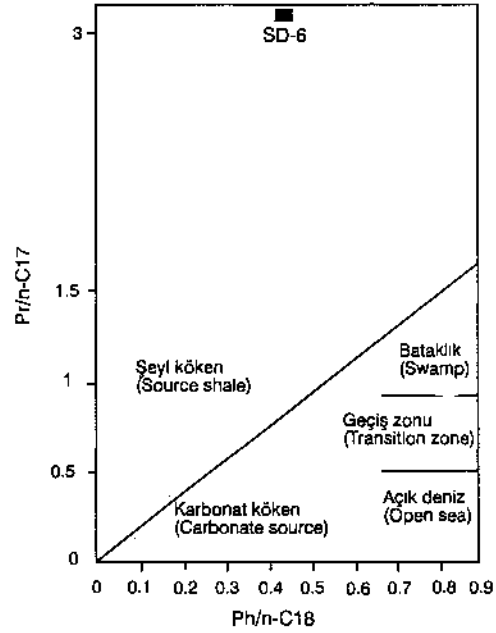
n-alkanlar		
CPI>5	C9-C21	Denizel, gölsel alg kaynağı
	C25-C37	Karasal bitki mum kaynağı
CPI<1	C12-C24	Bakteriyal kaynak: Oksik, anoksik, denizel, gölsel
	C20-C32	Tuzlu, anoksik ortam, karbonatlar, evaporitler
Acyclic		
İsoprenoidler		
Head to tail		
Pristan	C19	Klorofil, α -tocopherol, oksik, yarı oksik ortamlar
Phytan	C20	Klorofil, anoksik, tuzlu
Head to Head	C25, C30, C40	Archaeobacteria, bakteriyal hücre duvarı lipidleri
Botryococcane	C34	Gölsel, acısu
Sesquiterpenoidler		
Cadalene, eudesmane	C15	Karasal bitkiler
Diterpenoidler		
Abietane, pimarane, kaurane, retene	C19, C20	Yüksek bitki resinleri
Tricyclic terpanlar	C19-C45	Bakteri ve algal hücre duvarı lipidlerinin diyajenetik ürünleri
Tetracyclic terpanlar	C24-C27	Pentacyclic terpanların degradasyonu
Hopanlar	C27-C40	Bakteri
Norhopanlar	C27-C28	Anoksik deniz
2- ve 3 metil hopanlar	C28-C36	Karbonatlı kayalar
Benzohopanoidler	C32-C35	Karbonat ortamları
Hexahydrobenzohopanoidler	C32-C35	Anoksik, karbonat-anhidrit
Gammacerane	C30	Hipersalin ortamlar
Oleananeler, lupanlar	C30	Üst Kretase ve Tersiyer çiçekli bitkileri
Bicadinan	C30	Gymnosperm ağaç resinleri
Δ -carotane steranlar	C40	Kurak, hipersalin
	C19-C23	Ökaryot organizmalar
	C26-C30	
24-n-propylsteran	C30	Denizel sedimentler
4-metilsteranlar	C28-C30	Deniz ve göl dinoflagellatları
Dinosteranlar	C30	Denizel, Triyas veya daha genç

Çizelge 7. GC ve GC-MS analizlerine göre bazı değerler.

Table 7. According to GC and GC-MS analysis some values.

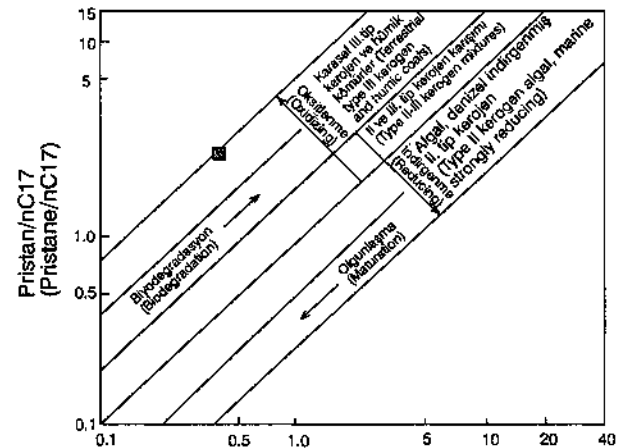
Pristan/Fitan	= 0.62
Pristan/n-C ₁₇	= 3.3
Fitan/n-C ₁₈	= 0.5
Ts/Tm	= 1.5

Pr/Ph, Pr/n-C₁₇, Ph/n-C₁₈ oranları kullanılarak kaynak kaya çökeltim ortamları ile hidrokarbonların karasal kaynağının belirlenmesine yarayan diyagramlar Şekil 7'de verilmiştir. Pr/n-C₁₇ ile Ph/n-C₁₈ diyagramına göre ana kaya depolanma ortamı indirgeyici bir ortam olup kaynak kaya şeyidir.



Şekil 7. Ph/n-C₁₈ - Pr/n-C₁₇ anakaya çökeltim ortamı diyagramı (Mathur ve diğ., 1988).

Figure 7. Ph/n-C₁₈ vs Pr/n-C₁₇ diagram of source rock deposition environment (Mathur et al, 1988).

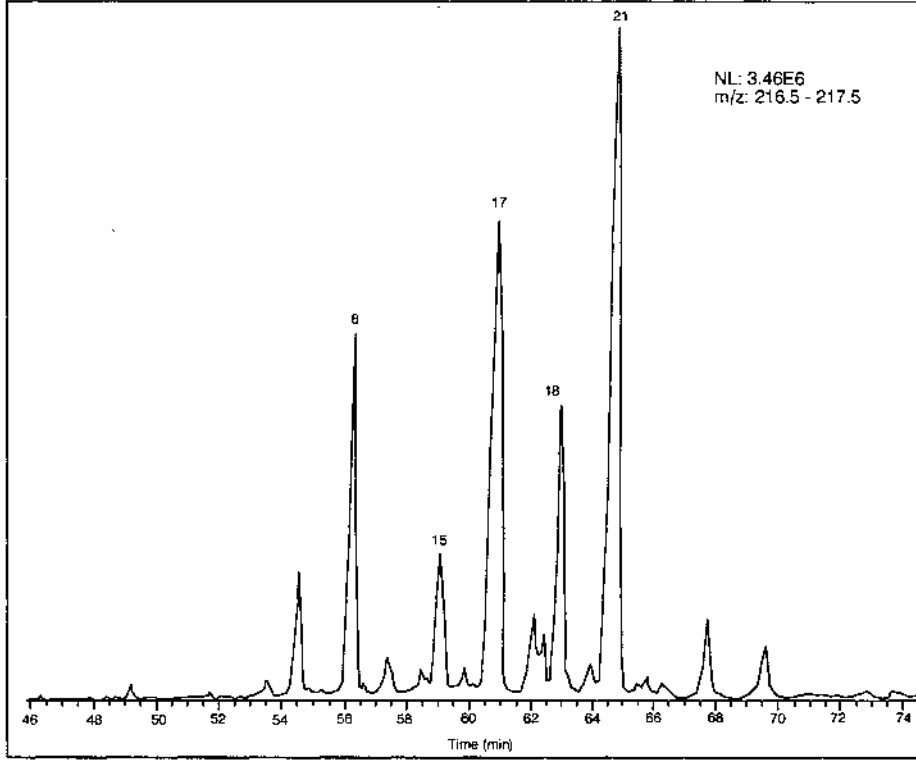


Şekil 8. İnceleme alanı bitümlü birimlerinin karasal kaynağını belirten Pr/n-C₁₇ - Ph/n-C₁₈ diyagramı (Hunt, 1993).

Figure 8. Pr/n-C₁₇ versus Ph/n-C₁₈ showing the terrestrial source for bituminous units of the investigated area. (Hunt, 1993).

Karasal olarak organik maddelerde tek sayılı alkanlar çift sayılılara göre daha baskın olup olgunlaşma ile bu değer küçülür ve 1.0 yaklaşır (Tissot ve diğ., 1977). İzoprenoid oranları karasal organik maddece zenginliği gösterir, m/z 217 steran miktarının m/z triterpanlara göre az olması (Şekil 9 ve 10) karasal organik maddeyi işaret ettiği gibi steran azlığı aynı zamanda olgunlaşmış olmanın bir göstergesi olarak da kabul edilebilir (Philip ve

Gilbert, 1986). Steran fregmantogramından (Şekil 9) C₂₉ aaa'nın R formunun özellikle yüksek olması olgunlaşmamış organik maddeye işaretler (Çizelge 8). Olgunlaşmamanın bilinmesi nedeniyle CPI (Carbon preference index) değerinin hesaplanmasına gerek görülmemiştir. C₂₉ steran yoğunluğu bildirildiği gibi karasal organik maddelerde daha baskındır.



Şekil 9. m/z 217 iyon kütle fregmantogramı (steran).
Figure 9. m/z ion mass fragmentogram (sterane).

Çizelge 8. Steran biomarkerleri
Table 8. Biomarkers of sterane

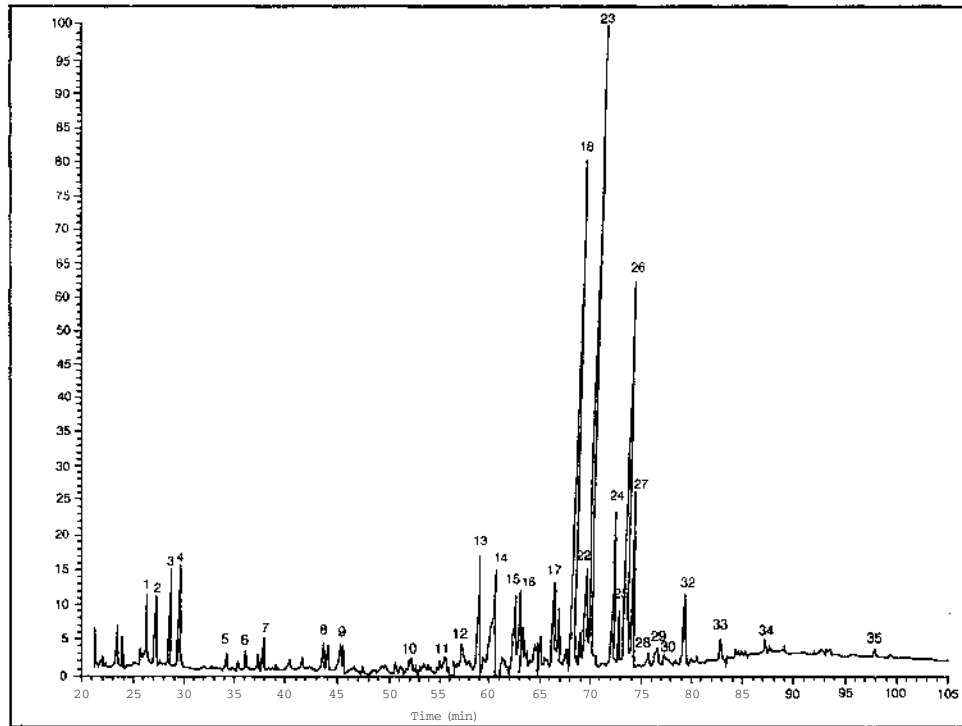
1- C27 13f3(H), 17a (H) - diasteran (20S)	13- C29 13a (H), 17f3 (H)-Diasteran (20S)
2- C27 13f3(H), 17a (H) - diasteran (20R)	14. C ₂₈ 5a (H), 14a (H), 17a (H)-Steran (20S)
3- C27 13a (H), 17B(H) - diasteran (20S)	15- C28 5a(H), 14f3 (H), 17 3 (H)-Steran (20R)+C29 13a(H), 17 3 (H)-Diasteran (20R)
4- C27 13a (H), 17f3(H) - diasteran (20R)	16- C28 5a (H), 143 (H), 173 (H) - steran (20S)
5- C28 13f3(H), 17a (H) - diasteran (20S)	17. C28 5a (H), 14a (H), 17a (H) - steran (20R)
6- C28 13f3(H), 17a (H) - diasteran (20R)	18. C ₂₉ 5a (H), 14a (H), 17a (H) - steran (20S)
7- C28 13a (H), 17f3(H) - diasteran (20S)	19- C ₂₉ 5a (H), 143 (H), 17 3(H) - steran (20R)
8- C27 5a (H), 14a (H) 17 (H)-Steran (20S) + C28 13a (H), 17B (H)-Diasteran (20S)	20- C29 5a (H), 143 (H), 17 3 (H) - steran (20S)
9- C ₂₇ 5a (H), 14B (H) 17B(H)-Steran (20R) + C29 13B(H), 17a (H)-Diasteran (20S)	21. C29 5a (H), 14a (H), 17a (H) - steran (20R)
10- C ₂₇ 5a (H), 14B (H), 17B (H)-Steran (20S)+C28 13a (H), 17f3 (H)-Diasteran (20R)	22. C ₃₀ 5a (H), 14a (H), 17a (H) - steran (20S)
11. C27 5a(H), 14a (H), 17a(H)-Steran (20R)	23- C30 5a (H), 143 (H), 173 (H) - steran (20R)
12- C29 13B (H), 17a (H)-Diasteran (20R)	24- C30 5a (H), 143 (H), 173 (H) - steran (20S)
	25. C30 5a (H), 14a (H), 17a (H) - steran (20R)

m/z 191 iyon fregmentogramına göre, Tricyclic Terpan dağılımı ve pik özellikleri Çizelge 9 ve Şekil 10'da görülmekte olup C₃₀ Hopan'ın yaygın oluşu yüksek bakteri varlığını gösterir. C_j - C₂₁ tricyclic miktarının C₂'den fazla olması karasal

organik maddenin işareti olabilir (Moldowan ve diğ., 1985). C₂₉/C₃₀ Hopan oranı <1 dir. Bu da kırıntılı kaya göstergesidir (Zumberge, 1987; Mello ve diğ., 1988; Clark ve Philip, 1989).

Çizelge 9. Triterpan biomarkerleri
Table 9. Biomarkers of Triterpane

1.	C ₁₉ Tricyclic Terpan	19.	C ₂₉ Ts (18 α (H) - 30 - Norneohopan)
2.	C ₂₀ Tricyclic Terpan	20.	C ₃₀ (17 α (H) - Diahopan)
3.	C ₂₁ Tricyclic Terpan	21.	C ₂₉ 17 β (H), 21 α (H) - 30 - Normoretane
4.	C ₂₂ Tricyclic Terpan	22.	Oleanane
5.	C ₂₃ Tricyclic Terpan (18, 19-Bisnor-13a (H), 14a (H) Cheilanthane)	23.	C ₃₀ 17 α (H), 21 β (H) - Hopan
6.	C ₂₄ Tricyclic Terpan	24.	C ₃₀ 17 β (H), 21 α (H) - Moretane
7.	C ₂₅ (22S+22R) Tricyclic Terpan	25.	C ₃₁ 17 α (H), 21 β (H) - 30 - Homohopan (22S)
8.	Tetracyclic Hopan (Secohopan)	26.	C ₃₁ 17 α (H), 21 β (H) - 30 - Homohopan (22R)
9.	C ₂₆ 22(S) Tricyclic Terpan	27.	Gammaceran
10.	C ₂₆ 22 (R) Tricyclic Terpan	28.	Homomoretane
11.	C ₂₈ Tricyclic Terpan	29.	C ₃₂ 17 α (H), 21 β (H) - 30, 31 - Bishomohopan (22S)
12.	C ₂₉ Tricyclic Terpan	30.	C ₃₂ 17 α (H), 21 β (H) - 30, 31 - Bishomohopan (22R)
13.	C ₂₇ 18 α (H) - 22, 29, 30 Trisnorneohopan (Ts)	31.	C ₃₃ 17 α (H), 21 β (H) - 30, 31, 32 - Trishomohopan (22S)
14.	C ₂₇ 17 α (H) - 22, 29, 30 Trisnorhopan (Tm)	32.	C ₃₃ 17 α (H), 21 β (H) - 30, 31, 32 - Trishomohopan (22R)
15.	17 α (H) - 29, 30 - Bisnorhopan	33.	C ₃₄ 17 α (H), 21 β (H) - 30, 31, 32, 33 - Tetrakishomohopan (22S)
16.	C ₃₀ Tricyclic Terpene	34.	C ₃₄ 17 α (H), 21 β (H) - 30, 31, 32, 33 - Tetrakishomohopan (22R)
17.	17 α (H) - 28, 30 - Bisnorhopan	35.	C ₃₅ 17 α (H), 21 β (H) - 30, 31, 32, 33, 34 - Pentakishomohopan (22S)
18.	C ₂₉ 17 β (H), 21 β (H) - 30 - Norhopane	36.	C ₃₅ 17 α (H), 21 β (H) - 30, 31, 32, 33, 34 - Pentakishomohopan (22R)



Şekil 10. m/z 191 iyon kütle fregmentogramı (terpan).
Figure 10. m/z 191 ion mass fragmentogram (terpane).

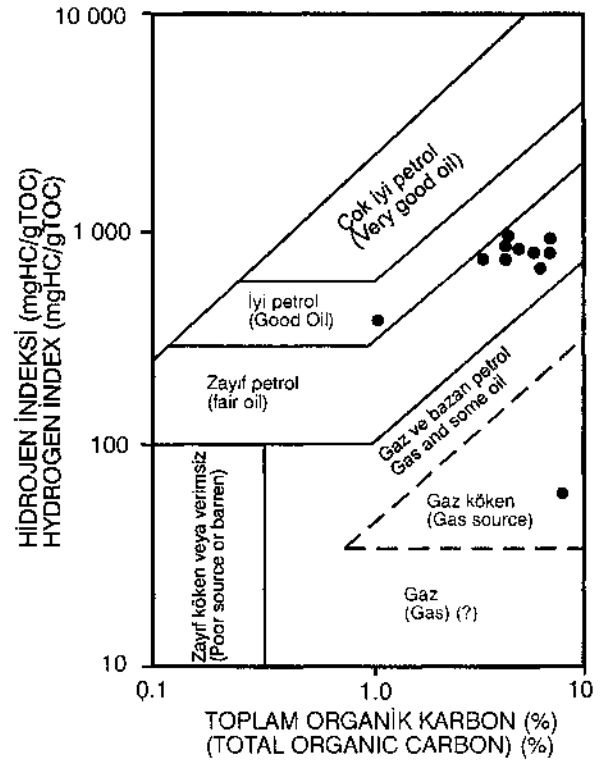
Pentacyclic terpanlar organik maddenin tipi, olgunluğu ve kaynak kayanın litolojisi hakkında bilgi verirler (Seifert ve diğ., 1980; Blanc ve Connan, 1992). Seifert ve Moldowan (1981); C_{27} 18a (H) - 22, 29, 30 Trinorneohopan (Ts) ile C_{27} 17a (H) - 22, 29, 30 Trisnorhopan (Tm) oranını olgunluk göstergesi olarak kullanmışlardır. Ts, Tm'ye göre daha fazla olgunluğu ifade eder. Ts kaynak kayanın litolojisi ile ilişkilidir. Tm, biyolojik olarak oluşmuş yapıları, Ts ise sedimanlar içinde diyajenetik veya termal olaylarla ya da herikisinin sonucunda oluşmuştur. Tm ve $\Sigma 135$ expended pentacyclic terpanların olgunlukla göreceli azaldıkları bilinir (Seifert ve Moldowan, 1981). Tm ve expended terpanların aynı bakteriyal orijinden geldikleri söylenebilir (Aquino Neto ve diğ., 1981). Pentacyclic terpanların yoğunluğunun (C_{32} - C_{35}) az olması biyodegradasyonu, Ts/Tm oranının 1.5 değerinden az olması (Çizelge 9) organik maddenin olgunlaşmadığına işaret eder. Yoğunluğu az olmakla birlikte Oleanane'nin varlığı (Şekil 9) karasal girdiye örnek olup yüksek bitkilerin (angiosperm) az da olsa varlığını ortaya koyar. Oleanane aynı zamanda bitümlü birimimizin Tersiyer yaşında olduğunu da destekler (Waples ve Machiara, 1990).

Terpan fregmentogramında gam maceran tuzlu su ortamının belirleyicisi (Şekil 10) gösel ortamın belirteci olarak kabul edilir (Poole ve Claypool, 1984).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Hırka formasyonu incelenen bölgede birkaç örnek dışında yüksek ve çok yüksek toplam organik madde içeriğine sahiptir. Bitümlü düzeyler dışında yapılan organik karbon ölçümlerinde de orta ve iyi derecede toplam organik karbon değerleri elde edilmiştir. Rock-Eval pirolizi sonuçlarında jenetik potansiyel değerlerinin yüksek olduğu ve organik madde açısından kaynak kaya potansiyeli taşıyabileceği ortaya çıkmaktadır. Piroliz analiz sonuçlarına göre hidrojen indeksi değerleri yüksek, oksijen indeksi değerleri ise düşüktür. Bu durum, organik maddelerin anoksik ortam koşullarında çökeldiğini göstermektedir. Bunu Pr/Ph oranının (<1) değeri de

destekler. İncelenen birimler Jackson ve diğ., (1985)'nin diyagramına göre içerdikleri toplam organik karbon ve hidrojen indeksi sonuçları dik-kate alınarak değerlendirilirse, genel olarak noktaların zayıf petrol alanı içinde kaldıkları görülür (Şekil 11).



Şekil 11. Hidrojen indeksi ve toplam organik karbon değerlerine göre köken zenginliği diyagramı (Jackson ve diğ., 1985).

Figure 11. The source richness according to hydrogen index and total organic carbon values (Jackson et al, 1985).

Mikroskobik incelemelerde organik maddeler çoğunlukla algal, daha az olarak da amorf, odunsu ve kömürsü türde olanlardan meydana gelmişlerdir. Vitrinit yansıması sonuçlarının % 0.27-0.56, Tmax değerlerinin de 409-437°C arasında olması birimin yeterince olgunlaşmadığını belirtmektedir. GS-MS analizinden elde edilen steran fregmentogramına göre C_{29} aaa (R) bolluğu olgunlaşmama sonucunu destekler. Terpan fregmentogramına göre de pentacyclic triterpan azlığı biyodegradasyona işaret eder. Gammacerane varlığı ise göl ortamını,

oleanane varlığı da yüksek bitki girdisini ifade eder.

Bölgede volkanik kayalar oldukça yaygın olarak bulunmaktadır. Bunların Hırka formasyonu ile eş zamanlı ve daha sonra oluşarak etkinliklerini sürdürdükleri bilinmektedir. Laboratuvar çalışmalarında elde edilen vitrinit yansıması ve T_{max} değerlerinin bazı örneklerde yüksek çıkması Miyosen sonrasında meydana gelen bu etkinliğe bağlanabilir. Anoksik ortam koşullarının egemen olması, organik çökelinin de bazı düzeylerde yeterli olmasına rağmen organik olgunlaşmanın düşüklüğü, hidrokarbon oluşumları için elverişli değildir.

KATKI BELİRTME

Yazar, bu çalışmanın yapılması sırasında çeşitli yardımlarını gördüğü Doç.Dr.Mehmet ALTLIN - SOY (C.Ü.), H.İsmail İLLEEZ (TPAO), Ayşe YILDIRIM (TPAO), Jeo.Yük.Müh.Mehmet TAKA (MTA - Ankara) ve Arş.Gör.Nazan Yalçın ERİK'e (C.Ü.) teşekkür eder.

EXTENDED SUMMARY

The study area is located north of Beypazarı, in the Ankara region of Turkey (Fig. 1) The ages of the rock units in this region ranges from Jurassic to Pliocene and their thicknesses are quite variable. Miocene units at the north of Beypazarı (Ankara) are represented by conglomerate, agglomerate, sandstone, siltstone, claystone, coal, bituminous shale, limestone and tuffs. Exposure of bituminous horizons just above coal level are observed in extensive areas in the region. The Miocene Hırka formation provide organic indicators. The investigated traces document the organic geochemical characteristics of these Miocene units.

This paper presents total organic carbon (TOC), Rock-Eval pyrolysis data, biomarker characteristics and microscopic observations for the bituminous Miocene sediments, and compares these data to vitrinite reflectance values. The present paper also reports preliminary results of an ongoing study of Miocene sediments, the objectives of which are to evaluate depositional and maturation controls of the

organic petrographic and geochemical characteristics of these sediments, and to relate maturation levels.

Outcrop samples were collected at rather considerable depths in order to minimize the effect of weathering. Disseminated organic matter from Miocene sediments in the north Beypazarı (Ankara) was studied using organic geochemical analysis of 19 samples. The following geochemical techniques were used to characterize the organic matter.

Total organic carbon values were measured for 19 samples (Table 1). The data show that the TOC values are between 0.37 and 7.07 % (Table 1), with an average of 2.59 %. This value for the Mençerler Yayla location ranges from 0.37 to 7.07 % with an average of 2.59 %; for the Hocaş location it ranges from 0.57 to 3.78 %, with an average 1.71 %; for the Dereköy location, these values range from 2.77 to 6.70 %, with an average of 5.15 %.

Rock-Eval pyrolysis of whole rock provides information on the quantity, type and thermal maturity of the associated organic matter. Table 2 illustrates the values of Rock-Eval pyrolysis from the bituminous Miocene strata. In these sediments, the hydrogen index (HI) ranges from 53 to 877 mgHC/gTOC; the average hydrocarbon potential (S_1+S_2) is around 32.85 mgHC/gTOC and the average T_{max} is around 424°C. This organic matter can be classified as type 1 kerogen on the HI, T_{max} diagram (Tissot and Welte, 1984).

Vitrinite reflectance values were measured on vitrinite particles in polished sections. Some samples collected from the Hırka formation contained the vitrinite macerals, and R_o for these samples averaged 0.40% (from 0.27 to 0.56 %).

Kerogen microscopy analysis were performed by a selected set of samples from the area. The main macerals in the organic matter of Miocene sediments are telalginite, liptodetrinite, lamalginite and sporinite. Alterations colors of the investigated organic materials are dark yellow and light brown under the microscope.

Gas chromatograms (GC) of representative samples of saturated hydrocarbon from the Hırka formation are shown Figure 6. Pristane (Pr) / Phytane (Ph) ratios are dependent upon the source of organic matter. The Pr/Ph ratios of the samples are significantly lower than 1.0 (0.62). The relation between the specific depositional environments and the Pr/Ph ratio is not fully understood. In general, low Pr/Ph (<1) ratios are associated with reducing depositional environments, assuming a common source for the Pr and Ph (Tissot and Welte, 1984; ten Haven et al., 1987). The Ts/Tm ratio of the Hırka formation is 1.5 and show immaturity of organic matter.

Pr/n-C₁₇ and Ph/n-C₁₉ ratios are used in graphical from to interpret source rock depositional environment. As shown Figure 7, the Miocene units were deposited in reducing environments and their source rock is shale. On the other hand, if the C₂₃ tricyclic amounts are less than C₁₉-C₂₁, this indicates that the hydrocarbon were derived from terrestrial organic matter. As shown Figure 10, the C₃₀ hopane is abundant. This indicates high bacterial material.

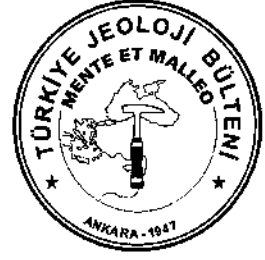
Moldowan et al (1985) have used various aromatized diasterans for age dating and they suggested that the oleananes which can be associated with the evolution of the flowering plants show a significant increase in concentration in Tertiary and Late Cretaceous oils. Bituminous units of Hırka formation have oleanane according to the m/z 191 massfragmentograms (Figure 10), indicating that they were derived from terrestrial organic matter. Oleanane is marker for angiosperm input (flowering higher plants). The flowering plants only appeared towards the end of the Cretaceous and Early Tertiary.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aquino Neto, F.R., Trendel, J.M., Restle, A., Albrecht, P., ve Connan, J., 1981. Occurrence and formation of tricyclic and tetracyclic terpanes in sediments and petroleum: In (M. Bjoroy et al., eds), *Adv. In Organic Geochemistry*, 659-667.
- Blanc, P.H., ve Connan, J., 1992. Origin and occurrence of 25-norhopanes: a statistical study: *Organic Geochemistry*, 18, 813-828.
- Clarck, J., ve Philp, R.P., 1989. Geochemical characterization of evaporite and carbonate depositional environments and correlation of associated crude oils in the Black Creek basin: *Bull. Can. Pet. Geol.*, 37, 401-416.
- Espitalié, J., Madec, M., ve Tissot, B., 1977. Source rock characterization: 9 th offshore technology conference. 3 pp, 439-444.
- Gündoğdu, M.N., Tenekeci, Ö., Öner, F., Dündar, A., ve Kayakıran, S., 1985. Beypazarı Trona yatağının kil mineralojisi: Ön çalışma sonuçları, II Ulusal Kil Sempozyumu, 141-153.
- Gürgey, K., 1993. Petrol jeologları için organik jeokimya: TPAO Araştırma Grubu, Eğitim yayınları (Editörler. Ediger, V.Ş., ve Soylu, C.), No:23, S97-123.
- Huang, W.Y., ve Meinschein, W.G., 1979. Sterols as ecological indicators: *Geoch. Cosm. Acta*, 43, 739-745.
- Hunt, J.M., 1993. *Organic Geochemistry and Geology*: 743p.
- Iijima, A., 1978. Geological occurrences of zeolite in marine environments: In: *Natural zeolites occurrence, properties, use*: (Eds. L.B. Sand and Mumpton), p. 175-198.
- Iijima, A., 1988. Applications of zeolites to petroleum exploration (Kallo, D. ve Sherry, H.S. Edits.), *Occurrence, properties and*

- utilization of natural zeolites, 29-37, Akademiai, Budapest.
- İrkeç, T., 1991. Bolu - Kıbrısçık sepiyolitinin mineralojik ve kimyasal özellikleri ve Eskişehir - Sivrihisar sedimanter sepiyoliti ile karşılaştırılması: V Ulusal kil sempozyumu bildirileri, 3; 17.
- İrkeç, T., ve Ünlü, T., 1993. Volkanik kuşaklarda hidrotermal sepiyolit oluşumuna bir örnek: Kıbrısçık (Bolu) sepiyoliti: MTA Derg., 115, 99-118.
- Jackson, K.S., Hawkins, P.J., ve Bennet, A.J.R., 1985. Regional facies and geochemical evaluation of the southern Denison trough: AAEA Journal, 20, 143-158.
- Kazancı, N., Varol, B., ve Tunç, M., 1984. Seben (Bolu) bölgesi Üst Kretase karbonat ve volkanojenik fliş fasiyesleri: Jeoloji Mühendisliği, 20, 61-77.
- Lijmbach, G.W.M., Vander Veen, F.M., ve Engelhardt, E.D., 1983. Geochemical characterisation of crude oils and source rock using field ionisation mass spectrometry: Ad. In Org. Geochemistry (Ed. M.Bjoroy), 788-798, John-Wiley, Chichester.
- Mathur, S., Jain, V.K., Tripathi, G.K., Jassal, J.K., ve Chandra, K., 1988. Biological marker geochemistry of crude oils of Cambay Basin, India: In: (Kumar, R.K., Dwivedi, P., Banerjee, V., Gupta, V.), Petroleum Geochemistry and Exploration in the Afro-Asian Region, 459-473, Rotterdam-Belkama.
- Mello, M.R., Gallianone, P.C., Brassel, S.C., ve Maxwell, J.R., 1988. Geochemical and biological marker assesment of depositional environments using Brazilian offshore oils: Mar. Pet. Geol., 3, 205-223.
- Moldowan, J.M., Sundaraman, P., ve Schoell, L., 1985. Sensivity of biomarker properties to depositional environment and/or source input in the Lower Toarcian of SW-Germany: Advances in Organic Geochemistry, 10, 915-926.
- Peters, K.E., ve Moldowan, J.M., 1993. The Biomarker Guide: s210 - 252.
- Philip, R.P., ve Gilbert, T.D., 1986. Biomarker distributions in Australian oils predominantly derived from terrigenous source material: Organic Geochemistry, 10, 73-84.
- Poole, F.G., vb Claypool, G.E., 1984. Petroleum source rock potential and crude oil correlation in the Great Basin: In (Woodward, J., Meissner, F.F., ve Clayton, J.L., Eds), Hydrocarbon Source Rocks of the Greater Rocky Mountain Region, Rocky Mountain Association of Geologist, p.179-229, Denver.
- Seifert, W.K., Moldowan, J.M., ve Jones, R.W., 1980. Application of biological marker chemistry to petroleum exploration: Proceeding of the 10th World Petrol Congress, 2, 425-438.
- Seifert, W.K., ve Moldowan, J.M., 1981. Paleoreconstruction by biological markers: Geochimica et Cosmochimica Acta, 45, 783-794.
- Staplin, F.L., 1975. Interpretation of thermal history from colour particulate organic matter: Palynology, 1, 9-18.
- Stein, R., 1986. Surface - water paleo-productivity as inferred from sediments deposited in oxic and anoxic deep water environments of the Mesozoic Atlantic Ocean, (Bio-geochemistry of the black shales: (E.T. Degens, P.A., Meyers, and S.C., Brassel eds.), Mitteilungen aus dem Geologisch - Palaontologischen Institut der Universitat Hamburg (Spec, issue), 60, 55-70.
- Şener, F., 1981. Ankara-Beypazarı soda aramaları öi\ raporu: MTA Raporu No: 6926.

- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985. Strike - slip faulting and related basen formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: K.T.Biddle and N. Christie Blick (Editors), Strike - Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation: Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral. 37: 227 - 264.
- Taka, M., 2000. Bolu güneyi Miyosen volkanitleri altı enerji olanakları: MTA Raporu (Yayınlanmamış).
- Tenekeci, Ö., Kayakiran, S., ve Çelik, E., 1983. Ankara-Beypazarı Trona yatağı ara değerlendirme raporu: MTA Raporu No:7321.
- Ten Haven, H.L. de Leaux, J.W., Rulkötter, I, ve Sinnighe-Damste, J.S., 1987. Restricted utility of the Pristane / Phytane ratio as a paleoenvironmental indicator: Nature, v.330, 641-643.
- Tissot, B., Pelet, P., Roucache, J., ve Combaz, A., 1977. Utilisation des n-alcanes comme fossiles geochimiques indicateurs des environnements geologiques: Ad. In organic Geochemistry (Ed. Campos, R., ve Goni, J.), 117-154.
- Tissot, B., and Welte, D., 1984. Petroleum formation and occurrence: (2.edition) Springer-Verlag, Berlin, 699p.
- Tunç, M., 1980. Davutoğlan (Beypazarı) - Seben (Bolu) arasında kalan ve Aladağçay boyunca olan bölgenin stratigrafisi: A.Ü.Fen Fak., Doktora Tezi (yayınlanmamış).
- Tunç, M., 1984. Seben (KB Ankara) yöresindeki Üst Kretase tortullarının biyostratigrafi incelemesi: C.Ü.Mühendislik Fak. Yerbilimleri Derg., 1, 1, 19-30.
- Varol, B., ve Kazancı, N., 1981. Nallıhan - Seben (Bolu) Bölgesinde Üst Jura - Alt Kretase karbonat istifinin lito ve biyofasiyes özellikleri: TJK Bük., 24, 2, 31-38.
- Waples, D.W., ve Machihara, T., 1990. Application of sterane and triterpane biomarkers in petroleum exploration: Bull. Can. Petrol. Geol., 38, 357-380.
- Zumberge, J.E., 1987. Prediction of source rock characteristics based on terpane biomarkers in crude oils. A multivariate statistical approach: Geochim. Cosmochim. Acta, 51, 1625-1637.



Sivas - Kızıldağ Ofiyolitlerinin (Orta Anadolu)
Eser Element, Ni, PGE ve Au Jeokimyası
*Trace Element, Ni, PGE and Au Geochemistry of Sivas - Kızıldağ
Ophiolites (Central Anatolia)*

Yahya ÇİFTÇİ Yüzüncüyü Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 65080 - Van
e-posta: yahyacif@yyu.edu.tr

Öz

Refahiye Ofiyolitli Karmaşığı'na ait Kızıldağ (Sivas) Ofiyolitleri genel olarak ultramafik tektonit kesime ait serpantinleşmiş dünit ve harzburjit; verlit; gabro, piroksenli gabro, hornblendli gabro; mikrogabro; meta - bazalt ve spilitik bazalt'lardan oluşur. Bunlar, Neojen magmatizmasına ait aplit, granit, kuvars monzonit ve diyorit ile eş yaşlı volkanizma ürünleri olan andezit ve bazalt türü kayalar tarafından kesilmektedir.

Ofiyolitler içinde yer yer 4630 ppm'e varan Ni zenginleşmelerinin, cevher mikroskopisi çalışmaları sonucunda linneit, bravogit, gersdorfit, millerit, hazlevodit ve pentlandit gibi nikel - sülfürlere bağlı olduğu saptanmıştır. Ultramafik kayalarda % 0.2 ila % 0.3 oranlarında bulunabilen Nikel'in % 0.46'ya varan zenginleşmeler gösterdiği, daha detaylı çalışmalar ile olasılıkla işletilebilir tenörlerde nikel zenginleşmelerinin bulunabileceği ortaya konmuştur.

Çalışma alanındaki ultramafik kayalar, PGE açısından ilksel manto değerlerine göre farklı davranışlar göstermektedir. Os ve Ru açısından belirli oranlarda zenginleşme gözlenirken, ir, Rh ve Pt'de fakirleşme gözlenir. Pd ise büyük farklılıklar göstermez. Jeokimyasal açıdan bu grupla birlikte değerlendirilen Au, genel olarak ilksel manto değerinin çok az üzerinde değerler sunmaktadır. Aynı kayalar eser element açısından değerlendirildiğinde ise; N-tipi MORB'a göre normalize edilmiş değerlerin U ve Ta dışında genellikle büyük oranda fakirleşmiş oldukları gözlenirken, Cl kondritlerine göre normalize edilmiş değerler bu konuda farklılıklar sunmakta, Th, U, Ta, La ve Ce'da da yer yer 10 kata kadar zenginleşme gözlenmekte, diğer elementlerde (Sr, Nd, Zr, Sm, Tb, Y, Yb, Rb ve Ba) genel olarak bir fakirleşme gözlenmektedir.

Anahtar Kelimeler: Sivas - Kızıldağ Ofiyolitleri, Ni - PGE - Au Jeokimyası

Abstract

The Kızıldağ (Sivas) Ophiolites, belonging to the Refahiye Ophiolitic Melange, generally consist of wherlite of transition zone, gabbros of mafic cumulate sequence and pyroxene gabbros, hornblende gabbros, microgabro intrusions, meta basalts and spilitic basalts. The ophiolitic complex is cut by Neogene magmatics, represented by aplite veins, granite, quartz monzonite and diorite as well as volcanic products such as andesite and basalt.

Ni enrichment, up to 4630 ppm took place within the ophiolite bodies. Ore microscopy studies have revealed that the source of Ni is linneite, bravogite, gersdorffite, millerite, heazlewoodite and pentlandite minerals. This study reveals that Ni, occurring at levels of 0.2 to 0.3 % in primary ultramafic rocks, shows enrichments up to 0.46 %. It is believed here that with more detailed studies, economical nickel deposits may be found.

The ultramafic rocks in the investigation area show variable contents of Pt group elements comparison with primitive mantle values. Os and Ru show enrichment, Ir, Rh and Pt show depletion, Pd shows both effects but with few changes. Au, which is treated geochemically with Pt group elements, shows enrichment relative to primitive mantle values with few amounts. Comparison of Kızıldağ Ophiolites with N-Type MORE, the normalized values of REE's show generally depletion except U and Ta. The Cl Chondrite normalized values of REE's show different pattern; Th, U, Ta, La and Ce show enrichment up to 10 times but Sr, Nd, Zr, Sm, Tb, Y, Yb, Rb and Ba show depletion with different amounts.

Keywords: Sivas - Kızıldağ Ophiolites, Nr- PGE - Au Geochemistry

1. GİRİŞ

Tokat ile Erzincan arasında yaklaşık D - B yönelimli olarak uzanan ofiyolit kuşağı, Refahiye (Erzincan) ile İmranlı (Sivas) arasında yer alan yaklaşık KB - GD yönelimli Kızıldağ sisteminde iki tektonik dilim halinde yüzeylenmektedir. Bölgedeki ofiyolitlerin petrojenetik ve mineralojik - petrografik özelliklerine ait birçok çalışma bulunmakla birlikte, bu ofiyolitlerin olası asil metal zenginleşmeleri üzerine çalışma yapılmamıştır. Bu nedenle, bölgedeki ofiyolitler öncelikle Ni, Pt grubu elementleri (PGE) ve Au açısından irdelenmiştir. Bu kapsamda yürütülen saha çalışmasında kayaç, cevherli kayaç ve cevher örneği derlenmiş, bunların parlatma kesitleri İ.Ü. Mühendislik Fakültesi'nde, Ni analizlerinin bir kısmı Sivas Cumhuriyet Üniversitesi MİPJAL'de X-RF yöntemiyle, önemli bir kısmı da Kanada'da ACME Analytical Laboratories Ltd.'de ICP/MS yöntemiyle 20 ppm dedeksiyon limiti(D.L.) ile yapılmıştır. PGE ve Au analizleri ise yine ACME Analytical Laboratories Ltd.'de yapılmış olup; Au (D.L.:2 ppb), Pt (D.L.:2 ppb), Pd (D.L.:2 ppb) ve Rh (D.L.:5 ppb) için 30 gram çeyreklenmiş örnek fizyonlandıktan sonra sulu çözeltiye alınıp ULTRA/ICP yöntemiyle; Os (D.L.:5 ppb), Ir (D.L.:2 ppb) ve Ru (D.L.:5 ppb) ise yine 30 gram çeyreklenmiş örnek 95 oC'de 180 ml 2 - 2 - 2 HCl - HNO₃ - H₂O ile bir saat yıkandıktan sonra 600 ml'ye seyreltilerek ICP/MS yöntemiyle analiz edilmiştir.

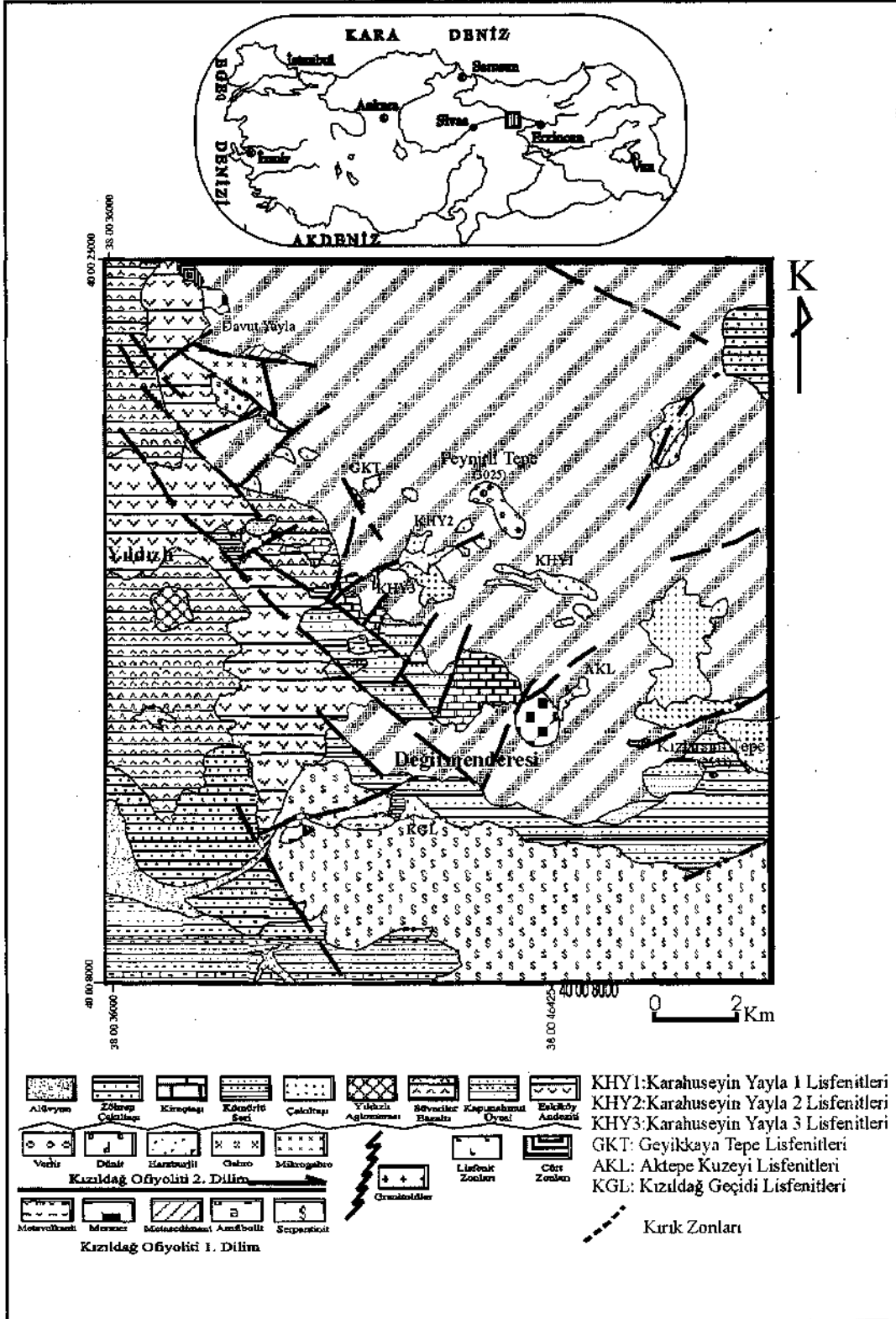
2. JEOLJİ

Kızıldağ ofiyolitleri," batıda İmranlı (Sivas) ile kuzeyinde Suşehri (Sivas) ilçeleri, doğusunda da Refahiye (Erzincan) ilçesi arasında yer alır (Şekil 1). Güneyinden ise Munzur Karbonat Platfor-

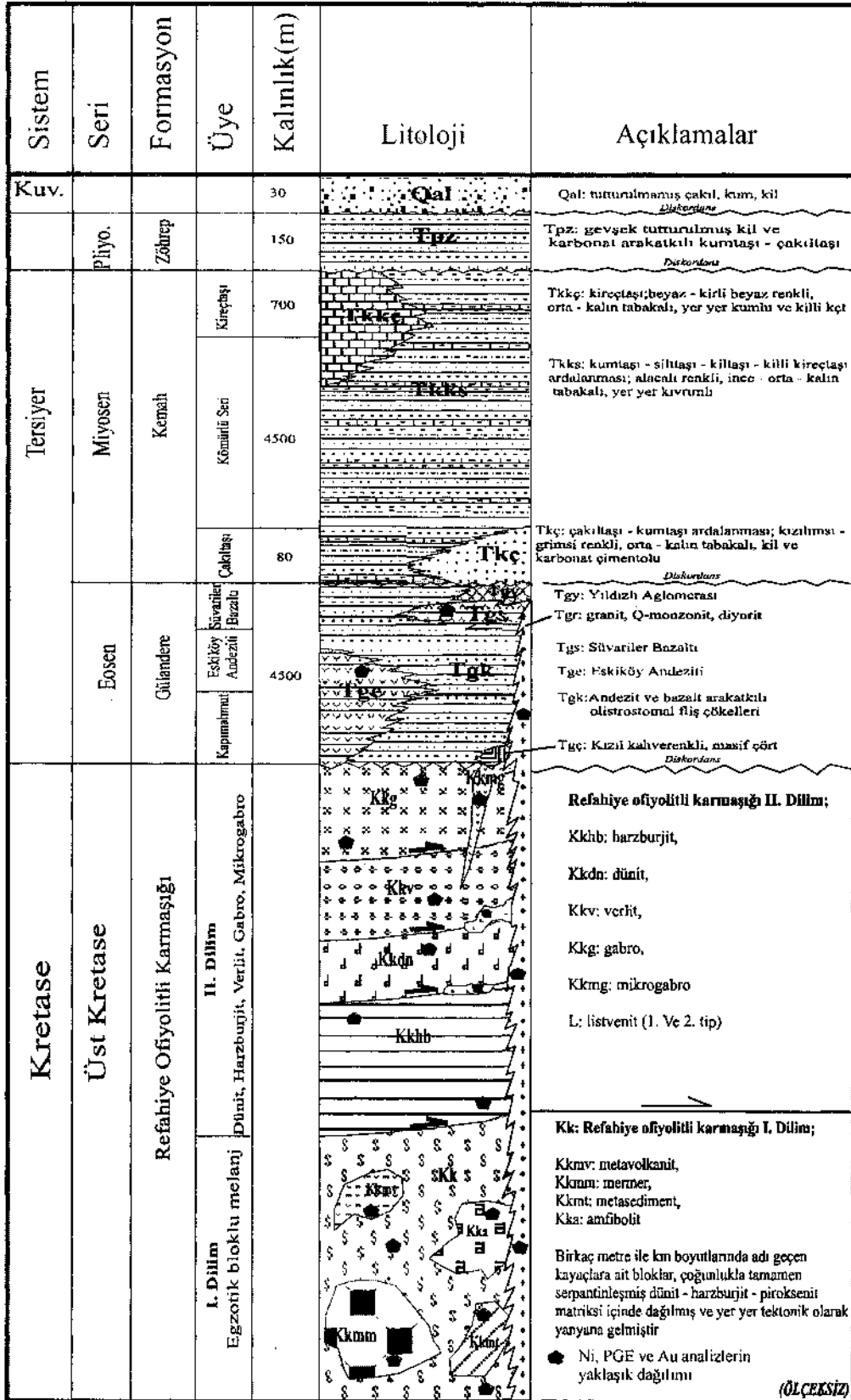
mu'nun karbonatlı kayaçlarından oluşan Munzur Dağ Sistemi ile sınırlanır.

İmranlı (Sivas) ile Refahiye (Erzincan) arasında yükselen Kızıldağ sistemi üzerinde yer alan magmatik, metamorfik ve sedimanter kayaç gruplarının jeolojik, tektonik, mineralojik - petrografik özellikleri ve maden yatakları açısından değerlendirilmesi üzerine, günümüze kadar bölgesel ya da lokal ölçekli birçok çalışma yürütülmüştür (Kovenko, 1939; Tatar, 1973; Buket, 1982; Buket&Ataman,1982).

İnceleme alanında temeli, Refahiye Ofiyolitli Karmaşığı'na (Aktimur, ve diğ., 1990) ait kayaç toplulukları oluşturur (Şekil 1, 2). Üst Kretase'de kapanmaya başlayan Neo-Tetis'in okyanusal kabuğunu ve yitim zonu kompleksini temsil eden bu kayaç toplulukları üzerine açılal uyumsuzlukla volkanik arakatlı olistostromal fliš karakterli Eosen yaşlı Gülandere Formasyonu (Aktimur, ve diğ., 1990) gelmektedir. Gülandere Formasyonu üzerine açılal diskordans ile gelen Kemah Formasyonu (Özgül, 1981) Miyosen yaşlıdır. Kemah formasyonu alttan üste doğru birbiri ile yanıl ve düşey geçişli çakıltaşı; yer yer ince kömür düzeyleri içeren kıltaşı - kumtaşı - silttaşı - killi kireçtaşı ardalanmah kömürlü seri ile beyaz kireçtaşı'ndan oluşan kireçtaşı üyeleri ile temsil edilmektedir. Bu formasyonların üzerine açılal diskordans ile Pliyosen yaşlı, az tutturulmuş, yer yer karbonat arakatlı kumtaşı - çakıltaşı ardalanmah Zöhrep Formasyonu (Aktimur, ve diğ., 1990) gelmektedir. İmranlı ovasındaki alüvyon ise, Kızıldağ güney yamaçlarını kateden vadilerdeki akarsular tarafından taşınmış tutturulmamış çakıl - kum - silt ve kilden oluşur (Şekil 2).



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru ve jeoloji haritası
Figure 1. Location and geological map of the investigation area



Şekil 2. Kızıldağ merkez kesiminin geliştirilmiş tektonostratigrafik sütun kesiti
Figure 2. Tectonostratigraphic column section of central part of the Kızıldağ region

Araştırma süresince derlenen kayaç örnekleri, mineralojik ve petrografik özelliklerine göre beş ayrı grupta toplanabilirler.

1.Grup: Ultrabazik ve bazik kökenli kayaçlar; bunlar harzburjit, serpantinleşmiş dünit, verlit, gabroik kayaçlar,

2.Grup: Ultrabazik kayaçlar ile tektonik yolla karışarak ve onlarla birlikte bölgeye yerleşen metamorfik kayaçlar; şist, amfibolit, mermer ve metavolkanitler,

3.Grup: Ultrabazik kayaçların ikincil alterasyon ürünü olarak oluşmuş serpantin ve lisfenitler,

4.Grup: Ultrabazik kayaçları kesen ve aynı zamanda bölgedeki listvenitleşmenin büyük oranda sorumlusu olan asidik intrüzif kayaçlar; granit, Q - monzonit, ribekitli diyorit , diyorit ve apitler ile bunların hidrotermal boşalım zonlarında oluşmuş silisleşme zonları ve,

5.Grup: Altta serpantin çakıllı, yer yer andezit ve bazalt ve çört arakatlı volkanojenik türbiditik olistostromal fliš kırıntılıları, üste doğru kumtaş-silttaş - kireçtaşı ve en üstte çakı taşlarından oluşan sedimanter - volkanosedimanter ve üste doğru yer yer kimyasal kökenli kayaç grupları ile temsil edilirler.

2.1. Refahiye Ofiyolitli Karmaşığı

Bu çalışma kapsamında incelenen ofiyolit karmaşığı, önceki çalışmacılar tarafından değişik isimler altında incelenmiş olmakla birlikte, Aktimur ve diğ. (1990) tarafından kullanılan "Refahiye Ofiyolitli Karmaşığı" tanımlaması tarafımızdan da benimsenmiştir. Bu karmaşık, kuzeye ve güneye doğru bindirmeli kuşaklar halinde yerleşen (Ataman ve diğ. 1975; Bergougnan, 1976) okyanusal kabuk dilimleri ve çökel prizması bileşenlerinden oluşmakta ve Kızıldağ yükselimini oluşturmaktadır. Bu yükselim, her yönden volkanik ve karasal - gölgesel - sığ denizel sedimanter kayaçlar ile kuşatılmıştır. Kızıldağ yükselimini oluşturması nedeniyle Refahiye Ofiyolitli Karmaşığı'nın bu kesimi "Kızıldağ Ofiyoliti" olarak anılacaktır.

Kızıldağ Ofiyoliti, çalışma alanının yaklaşık % 70 'ini kaplamakta ve iki ana tektonik dilimden oluşmaktadır. Tabanda yer alan dilim tipik melanj bileşenlerinden oluşur ve çalışma alanında yer yer mikritik kireçtaşı hamuru içinde farklı kökenli metasediment, amfibol it, metavolkanit ve mermer blokları içerir. Egemen litoloji ise serpantinleşmiş harzburjit'tir. Bu dilimin üzerinde yer alan ve görece daha düzenli olan dilim ise yer yer serpantinleşmiş dünit, ağırlıklı olarak da harzburjit ve serpantinleşmiş harzburjit'ten oluşur. Ofiyolit dizisinde ultramafik kümülatlar'dan gabro'ya geçişi temsil eden verlit, çalışma alanının çatısını oluşturan Kızıldağ'ın zirve kesimlerinde yer almaktadır. Mafik kümülatlar gabro, piroksenli gabro, hornblendli gabro ile temsil edilir. Çok kısıtlı alanlarda yüzeylenen metabazalt ve spilitik bazaltlar; olasılıkla ofiyolit dizisinin en üst kesiminin temsilcileridir. Tüm bu litolojileri yer yer kesen ve çok kısıtlı yayılıma sahip ritikrogabro türü kayaçlar ile tektonik hatlar boyunca ve yer yer birbirinden bağımsız bloklar veya değişik kalınlıklı kabuklar şeklinde gelişmiş olan lisfenit oluşukları, Kızıldağ Ofiyoliti'nin genel kompozisyonunu oluşturmaktadır. Bu karmaşığın ultramafik ve mafik bileşenlerinden derlenen örneklerin mineralojik ve petrografik özellikleri Çizelge 1'de sunulmuştur.

Çizelge 1'de de izleneceği gibi, ultramafik kesimler genel olarak birincil kayaçlardan harzburjit, dünit, verlit ve ikincil kayaçlardan serpantinitler tarafından temsil edilmektedir. Aslında tüm ultramafik örneklerin belirli oranlarda serpantinleştiği belirgin olarak izlenebilmektedir. Bu kayaçlar serpantinleşme derecesi ve maruz kaldıkları basınç koşullarına göre dokusal ve mineralojik değişimlere uğramışlardır. Çalışma alanında yer alan ultramafik ve mafik kayaçlar tetis okyanusunun kalıntılarından oluşmaktadır. Çarpışma sonrası sıkışmalı tektonik rejimin halen devam ettiği bilinmektedir. Bu süreç içinde meydana gelen mağmatik ve volkanik faaliyetlerin etkileri nedeniyle de özellikle ultramafik kayaçlarda, ilerleyen mineralojik ve dokusal dönüşümler meydana gelmiştir. Serpantinitlerde antigorit mineralinin yaygınca bulunması, bu kayaçların yer yer 500 °C'ye varan hidrotermal metamorfizma etkilerine maruz kaldıklarını gös-

temektedir (Coleman,1971; Evans&Frost, 1975). Aynı zamanda antigorit'in varlığı ve kayacın "iğnecikli yığın doku" göstermesi, kayacın metamorfizma etkilerine maruz kalarak yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini göstermektedir (Maltmann, 1978).

Çizelge 1. Kızıldağ Ofiyoliti'nden derlenen mafik ve ultramafik kayaç örneklerinin mineralojik - petrografik özellikleri.

Table 1. Mineralogic - Petrographic characteristics of the mafic and ultramafic rock samples taken from Kızıldağ Ophiolites

Örnek No	Birim	Mineral İçeriği *	Alterasyon Türü	Doku	Metamorfik Fasiyes	Kayaç Adı
2	Kkhb	Antigorit, Opx., ±Ol.		Elek		Serpantinit
13	Kkhb	Antigorit ±Bastit, Opak		Şeritli		Serpantinit
16	Kkhb	Olivin, Cpx (Diallag), ± Opx				Harzburjit
21	Kkhb	Opx, Cpx, ± Olivin	İddingsitleşme, Serpantinleşme, Uralitleşme			Harzburjit
25	Kkhb	Feldspat, opak, kaya kırıntıları		Breşik		Fay Breşi
33	Kkhb	Antigorit (Ortö4ip) + Opak	Epidotlaşma	şeritli	Yeşilşist (Barroviyen)	Serpantinit
51/B	Kkhb	Kalsit, Kuvars, Ser., Klorit, Mika		Milonitik	Yeşilşist(Barr)	Ultramilonit
52	Kkhb	Kalsit, Klorit,		Mil.onitik	Yeşilşist(Barr)	Ultramiionit
56	Kk	Antigorit, lizardit + opak	Serpantinleşme	İğneli yığın	Yeşilşist(Barr)	Serpantinit
59	Kkhb	Antigorit, Brusit, lizardit + opak	Serpantinleşme	Elek - şeritli		Serpantinit
59/A	Kkhb	Antigorit, Klinopiroksen	Serpantinleşme	Elek		Harzburjit
67	Kkg	Olig-Alb, Rib, Amesit ± Q	Sosüritleşme- Serpantinleşme- Kloritleşme			Gabro
75	Kkdn	Antigorit+lizardit, kalsit	Sisileşme			Sisileşmiş Serpantinit
80	Kk	lizardit, Antigoritk Krizotil+ opak	Serpantinleşme	Şeritli - I.Y.		Serpantinit
84	Kkg	Labrador, Hbl (Ribekit) ± Q+Epidot	Epidotlaşma			Honblend gabro
88	Kk	Lizardit, antigorit+opak ± Epidot	Serpantinleşme	Şeritli - I.Y		Serpantinit
92	Kkbz	Q ± kalsit+ opak+ Aaragonit	Sos.- Serp.	Amigd.		Spilitik Bazalt
93	Kkbz	Y. Albit - Wairakit ± Kalsit + Opak	Sos.- Serp.	Amigd.		Spilitik Bazalt
94	Kkbz	Plj+Kalsit+Opak	Sos.- Serp.	Akıntı yapılı - Boşluklu		Spilitik Bazalt
95	Kk	Lizardit., Antigorit +Q dolgusu	Serpantinleşme	Işınal yığın		Serpantinit
100	Kkmv	Olivin, Opx.Plj (Labrador)	Sos.- Serp.	İntersertal		Ol-Opx'li Bazalt
102	Kkg	RibekilAntofillit, Prehnnit+Klorit	Kloritleşme- Uralitleşme			Px'li gabro
106	Kkmt	Klorit, Albit, Epidot	Kloritleşme		Yeşilşist	Serpantin Şist
107	Kkg	Hornlend + Plj	Epid-Klo.			Hbl-Gabro
109	Kkhb	Olivin, Lizardit, Antigorit- Krizotil	Serpantinleşme	Elek		Serpantinleşmiş Harzburjit
110	Kkhb	Olivin Lizardit ± Antigorit	Serpantinleşme	Elek		Serpantinit
111	Kkg	Hornblend, Plj	Sosüritleşme			Hbl - Gabro
112	Kkg	Hornblend, Plj	Sosu - Klo.	Pokilitik		Hbl - Gabro
113	Kkhb	Lizardit ± Antigorit+ Kalık Px	Serpantinleşme	Işınal Yığın		Serpantinit
114	Kkdn	Kromit				Dünit+Kromitit
123	Kkmv	Andezin, Ojit, Spilit +Kalsit	Klo- Sosu	Amigd-Poik.		Spilitik Andezit
124	Kkv	Cpx, Ol, Uz ± Antigorit + Opak	Serpantinleşme			Serpantinleşmiş Verlit
125	Kkv	Ol, Cpx, Lizardit, ± Antigorit +Opak	Serpantinleşme	Elek		Verlit
126	Kkv	Ol + Cpx +Liz ± Antigorit +Opak	Serp-Klo.			Verlit
127	Kkhb	Lizardit+Cpx, Opak	Serpantinleşme	Şeritli		Serpantinit
128	Kkhb	Lizardit+Cpx, Opak	Serp -Klo	Şeritli		Serpantinit
129	Kkhb	Liz ± Antig, Cpx, Opak, Kalsit	Serpantinleşme	Şeritli-I.Y.		Serpantinit
130	Kkhb	Antig., Lizardit, Kalık Olivin, Opak	Serp-Klo	Işınal yığın		Serpantinit
132	Kkhb	Antigorit ± Lizardit+ Opak	Serpantinleşme	Ezilmiş		Serpantinit
135	Kkhb	Olivin, Opx, Lizardit ± Antigorit	Serpantinleşme	Elek		Harzburjit

Bu metamorfizma koşulları, çalışma alanında incelenen hemen hemen her türlü mafik-ultramafik kayaçta izlenmiştir. Aynı şekilde, ultramafik karmaşığın içinde yer alan mafik bileşenlerin metamorfizma koşulları genellikle yeşilist fasiyesini göstermektedir. Melanj içinde yer alan amfibolit bloklarının yoğun kloritleşme göstermeleri, bunların melanjla katıldıktan sonra yeşilist fasiyes koşullarında metamorfizma geçirdiklerini göstermektedir.

3. CEVHER MİNERALOGİSİ VE PETROGRAFİSİ

Çalışma alanından derlenen 21 adet cevher örneğinin mineral parajenezleri Çizelge 2'de sunul-

muştur. Bu tabloda yer alan ultramafik kayaçlarda saptanan cevher parajenezleri, değişkenlikler sunsa da, genel olarak kromit, birincil veya ikincil manyetit, hematit, limonit, götit, Ni - Sulfür mineralleri (millerit, hazlevodit, pentlandit, avaroit), markinavit, pirotin, kalkopirit ve nabit bakır; ikincil olarak oluşmuş Cr-spinel, uvarovit, kemererit minerallerinden oluşur.

Gang minerali olarak yaygınca manyezit ve dolomit gibi karbonatlar ile serpantin, talk, brusit ve kiorit bulunmaktadır. Parlatma kesitlerinde saptanmış olan cevher mineralleri aşağıda kısaca tanımlanmıştır.

Çizelge 2. Kızıldağ Ofiyolitlerinden alınan kayaç, cevherli kayaç ve cevher örneklerinin parlatma kesitlerinde saptanan mineral parajenezleri (Cevher mineralleri bolluk sırasına göre verilmiştir).

Table 2. Mineral paragenesis of the rock forming minerals and ore minerals determined by studies on polished sections of rock, mineralized rock and ore samples collected from Kızıldağ Ophiolites (Ore minerals are in the order of decreasing abundance)

ÖR. NO.	ÖRNEK TÜRÜ	DOKU	MİNERAL PARAJENEZİ	KAYAÇ ADI
13	Kayaç	Şeritli	Manyetit, hematit, kromit, limonit	Serpantinit
33	Kayaç	Şeritli	Manyetit, kromit, Ni - sulfür (millerit, hazlevodit, pentlandit (?)) mineralleri	Serpantinit
59	Kayaç	Elek - Şeritli	Kromit ve Cr - spinel, manyetit, millerit, hazlevodit, götit (*)	Serpantinit
65	Kayaç	Holokristalen	İlmenit, manyetit, kalkopirit, pirit, limonit	Mikrogabro
80	Kayaç	Şeritli	Manyetit, kromit, pentlandit	Serpantinit
114	Cevher	Kenetli - kataklastik	Kromit ve Cr - spinel, manyetit, manyezit, ((dolomit, serpantin, talk, brusit, klorit))	Kromitit
124	Kayaç	Elek	Kromit, manyetit, pirotin, pentlandit, kalkopirit, millerit, hazlevodit, nabit bakır, Cr - spinel, götit	Verit
129	Kayaç	Şeritli - Işınsal yığın	Kromit, manyetit, hematit	Serpantinit
130	Kayaç	Işınsal yığın	Kromit, manyetit, hematit, pentlandit, Cr - spinel, götit	Serpantinit
135	Kayaç	Elek	Kromit, pentlandit, nabit bakır, millerit - hazlevodit, manyetit, limonit	Harzburjıt
211	Kayaç	Elek	Manyetit, kromit	Serpantinit
K-1	Cevher	Kenetli -Kataklastik	Kromit, Cr - spinel - manyetit, kemererit, hematit, limonit	Kromitit
213	Cevherli Kayaç	Şeritli	Kromit, manyetit, Cr-spinel, kemererit	Serpantinleşmiş dünit + kromit
217	Kayaç	Şeritli	Manyetit, kromit, hematit	Serpantinit
231	Kayaç	Elek	Manyetit, kromit, nabit bakır+ hazlevodit+ manyetit, makinavit, pirotin +pentlandit	Serpantinleşmiş Harzburjıt
260	Cevher	Kataklastik	Kromit, Cr-spinel, manyetit, martitleşmiş manyetit, kemererit, uvarovit, pentlandit, avaroyit(Ni-Fe alaşımı), pentlandit, hazlevodit	Kromitit
265	Kayaç	Elek - şeritli	Kromit, Cr-spinel, manyetit, pentlandit	Serpantinit
270	Kayaç	Şeritli - ışınal yığın	Kromit, Cr-spinel, manyezit, manyetit	Serpantinleşmiş dünit
271	Kayaç	Elek	Manyetit, millerit, hazlevodit, kromit,	Serpantinleşmiş dünit
290	Cevher	Kenetli - Kataklastik	Kromit, kemererit, millerit, hazlevodit	Kromitit
291	Cevherli Kayaç	Elek - şeritli	Kromit, Cr-spinel, manyetit, limonit	Serpantinleşmiş dünit+ kromit

Kromit; Krom it cevheri olarak değerlendirilen örnekler dışında genellikle az - çok az miktarda izlenmektedir. Genelde küçük taneli ve iskelet şekillidir. Tane boyu yer yer 1.2 - 1.5 mm'ye ulaşmaktadır. Genel olarak kataklastik yapılı olan kromit taneleri, kenar ve çatlakları boyunca kısmen C₁ - spinel ve manyetit'e, yer yer de kemererit'e dönüşmüştür. Kromit kristalleri kimi örneklerde öz, yarı öz şekilli ve kataklastik yapılıdır. Kimi örneklerdeki kromitlerin ara ve çatlakları kemererit, serpantin ve uvarovit tarafından dolgulanmış olup krom itten oluşan Cr-spinel delikli ve elek dokuludur.

Manyetit; İncelenen örneklerden çoğunda manyetit'in büyük kısmı serpantinleşme sonucu , çok azı da kroniklerden dönüşerek oluşmuştur. Manyetit, küçük ve ince damar - iskelet şekilli tanelerden meydana gelmiştir. Manyetit, kısmen martitleşme sonucu hematite dönüşmüştür. Bazı manyetitler, bastitlerin dilinimlerini dolduran çubuklar halindedir. Kimi örneklerde manyetit iğ, iskelet ince damarcık ve tanecikler halinde gözlenmektedir. Kimi kayaç örneklerinde ise değişik türde manyetit oluşumları bulunmaktadır. Bunlardan biri, kromitin kenar ve çatlakları boyunca dönüşmesi yoluyla oluşmuştur. Diğerleri ise, serpantinleşme sonucu oluşmuş ve serpantiniti kesen klorit damarları içinde gözlenen ince manyetit damarcıkları halindedir. Serpantinleşme sonucu açığa çıkan manyetit'ler bazen çok ufak ve submikroskopik boyutlarda tane toplulukları oluşturmaktadır. Üçüncü tür manyetit ise, ortama hidrotermal çözeltiler halinde gelmiş, kayacın çatlaklarında ve serpantinleşen kesimlerinde ince damarcık ve küçük tane- tane toplulukları oluşturan hidrotermal kökenli manyetit'tir. Bu sonuncu tip manyetit, bazen pirotin, pentlandit ve kalkopiriti, kenar ve dilinimleri boyunca ornatmakta ve bu sülfürü mineraller ile iç içe - yanyana büyümeler göstermektedir. Manyetit bazen zayıf martitleşme göstermekte, yani yer yer hematit ve maghemite dönüşmüş halde bulunmaktadır.

Hematit - Limonit - Götit; Hematit genel olarak manyetit'in kısmen martitleşmesi sonucu ortaya çıkmıştır. Çok az gözlenir. Limonit, genellikle manyetit ve hematit'in çatlak, boşluk ve dilinim

düzlemlerini doldurur şekilde gözlenmektedir. Götit ise çok az miktarda, kayaç örneklerinin çatlak ve boşluklarını dolduran yüzeysel ayrışma - bozuşma ürünü ikincil bir mineral olarak, büyük olasılıkla da, pirotin ve manyetit gibi demir içerikli minerallerin yüzeysel alterasyonu ile oluşmuştur.

Ni - Sülfürler; Genellikle çok az miktarda , çok küçük tane ve iğnecikler şeklinde izlenmektedir. Ni - sülfür mineralleri çok küçük olduklarından, çoğu örnekte bunların sağlıklı ve kesin tayinleri güçleşmektedir. Serpantinit ve manyetit içinde bulunan bu mineraller; millerit, hezlevodit veya pentlandit olabilirler. Çoğu örnekte manyetit içinde kapanım halinde gözlenen Ni - sülfür mineralleri genellikle pentlandite benzemekte ve izotrop özellik göstermektedir. Kimi örneklerde saptanan avafoyit (Ni-Fe alaşımı) ise çok ufak taneli olup kromit içinde bulunmaktadır.

Millerit - Hezlevodit; \pm miktarlarda ve çok küçük tanecikler halinde serpantin içinde ve bazı kromit çatlaklarında bulunmaktadır. Serpantinleşme sonucu oluşan millerit ve hezlevodit, örgü dokuya paralel olarak oluşmuş çok küçük iğne ve taneciklerden oluşmaktadır. Millerit tane ve çubukları ile hezlevodit tanecikleri, serpantinit dışında, serpantiniti kesen ince klorit damarcıkları içinde de gözlenmektedirler. Bu mineraller bazen sıralanma ve dizilme gösterirler. En iri millerit ve hezlevodit tanesi 40 - 50 mikron uzunluğunda ve birkaç mikron enindedir.

Pirotin; eser miktarda izlenmektedir. Pirotin, manyetit ve pentlandit ile içice birlikte büyüme göstermektedir. Kimi örneklerde manyetit hem pirotini hem de pentlanditi kenar ve dilinimleri boyunca ornatmaktadır. Bu durumda manyetit, bu iki sülfürü mineralden daha gençtir.

Pentlandit; eser miktarda ve çok küçük tanecikler halinde manyetit, pirotin ve kalkopirit ile kenetli halde gözlenmektedir. Pentlandit, çok iyi gelişen dilinimleri boyunca markinavite dönüşme göstermektedir. Kimi örneklerde kromitlerin çatlaklarında izlenen pentlandit ise çok küçük tanelidir ve belirgin dilinim göstermektedir

Kalkopirit; Belirli örneklerde eser miktarda izlenmektedir. Kalkopirit, manyetit ve pentlandit ile kenetlidir ve çok küçük tanelidirler.

Nabit Bakır; Belirli örneklerde eser miktarda ve çok küçük tanecikler halinde serpantin içinde ve öncelikle de serpantinleşen piroksenit dilinimlerinde yer almıştır.

4. JEOKİMYA

4.1. Ni Zenginleşmeleri

Ofiyolit karmaşığına ait ultramafik kayalar ile serpantinlerden 21 adet, gabroik kesimden 5, karmaşığın içinde yer alan bazı kromit cevherlerine ait 5, karmaşık ile ilişkili bazik kayalardan 3, bu karmaşığı kesen genç sokulum ürünü felsik kayalardan 6 adet ve bu iki kayaç topluluğunun karşılaştığı kesimlerde geniş yayılımlar sunan listvenit türü kayalarda 11 adet olmak üzere toplam 51 örnek üzerinde Ni analizi yapılmıştır.

Bu analizlere göre ultramafik kayalar, 16 numaralı örnek dışında Ni açısından, Brugmann ve

diğ. (1987)'a göre normal sınırlarda, hatta yer yer oldukça düşük değerlerde bulunmuştur. 16 numaralı kayaç örneğinde ise Ni değeri, normal kabul edilen değerlerin yaklaşık 2 katı zenginleşmiş görünmektedir (Çizelge 3). Mahmutyayla Tepe dolayından alınan 16 numaralı kayaç örneğinin Ni değerinin genel ortalamasının yaklaşık iki kat üzerinde olduğu dikkat çekicidir. Bu örneğe, parlatma kesiti yapılan en yakın lokasyon K-1 örneği olmakla birlikte bu örnekte Ni-sülfür minerali saptanamamış, diğer en yakın lokasyon olan 130 numaralı örnekte ise nikel - sülfürlerden pentlandit tanımlanmıştır (Çizelge 2).

Çizelge 3'te yer alan Ni değerleri incelendiğinde, ofiyolit'lerin karbonitizasyonu ve silisifikasyonu yoluyla oluşan listvenitlerden II. tip oluşukların da yüksek Ni değerleri verdikleri, I. tip oluşuklarda bu değerlerin oldukça düşük düzeylerde bulunduğu gözlenmiştir. Parlatma kesitlerinde bu elementin genellikle millerit, linneit ve gersdorfit türü Ni-sülfür'lere bağlı olduğu gözlenmiştir. Bu oluşukların jeokimyasal özellikleri bu çalışmanın konusunu oluşturmadığından ayrıntısına girilmeyecektir.

Çizelge 3. Çalışma alanında yer alan ofiyolit karmaşığının değişik bileşenlerinden ve ikincil kayalardan alınan örneklerin Ni ve Cr değerleri (ppm).

Table 3. Ni and Cr values (in ppm) of various rocks of the ophiolitic melange and secondary rocks in the investigation area.

ÖRNEK NO.	Ni (ppm)	Cr (ppm)	KAYAÇ ADI	ÖRNEK NO.	Ni (ppm)	Cr (ppm)	KAYAÇ ADI
13	1789	A.Y.	Serpantinit	127	1328	A.Y.	Serpantinit
16	4630	A.Y.	Harzburjit	129	1335	A.Y.	Serpantinit
21	1529	A.Y.	Harzburjit	130	1406	A.Y.	Serpantinit
30	187	319	Ol-Bazalt	133	43	186	Rib-Diyorit
32	16	77	Metabazit	135	1591	A.Y.	Harzburjit
33	2203	2166	Serpantinit	210	1443	A.Y.	Serpantinit
34	21	85	Diyorit Porfir	213	1749	A.Y.	Srp-dünit + kromit
36	76	208	Q-Monzonit	231	1494	A.Y.	Srp-Harzburjit
59	3266	1932	Serpantinit	260	982	A.Y.	Kromitit
65	27	106	Mikrogabro	265	1718	A.Y.	Serpantinit
67	928	A.Y.	Gabro	268	1478	A.Y.	Srp-Harzburjit
80	1628	A.Y.	Serpantinit	271	1530	A.Y.	Srp-Dünit
84	849	A.Y.	Hbl-Gabro	290	1299	A.Y.	Kromitit
93	35	67	Spl-Bazalt	291	1891	A.Y.	Srp-dünit + kromit
95	1545	A.Y.	Serpantinit	LİSFENİTLER			
102	67	237	Px-Gabro	1	1789	A.Y.	II. Tip Listvenit
103	41	181	Rib-Diyorit	8	2056	A.Y.	II. Tip Listvenit
104	25	92	Rib-Diyorit	23	3289	A.Y.	II. Tip Listvenit
107	26	97	Hbl-Gabro	28	1380	A.Y.	II. Tip Listvenit
108	54	202	Rib-Diyorit	44	424-	A.Y.	I Tip Listvenit
109	1391	A.Y.	Srp- Harzburjit	47	2250	A.Y.	II Tip Listvenit
110	2050	2148	Harzburjit	89	53	A.Y.	I Tip Listvenit
113	1523	A.Y.	Serpantinit	91	48	A.Y.	1. Tip Listvenit
114	1301	A.Y.	Kromitit	131	626	A.Y.	1. Tip Listvenit
124	1463	A.Y.	Srp-Verit	137	349	A.Y.	1 Tip Listvenit
125	1457	A.Y.	Verlit	139	134	A.Y.	1. Tin Listvenit

A.Y. = Analizi Yapılmadı

4.2. PGE ve Au

Kızıldağ merkez kesiminde yer alan Refahiye Ofiyolitli Karmaşığı'na ait mafik-ultramafik kayalar ve bunların içinde yer alan kimi kromitit-

lerden Pt grubu elementler ve jeokimyasal açıdan bu grup ile birlikte davranan altın analizleri, yukarıda belirtilen kurum ve yöntemlerle yapılmış olup değerler Çizelge 4'te sunulmuştur.

Çizelge 4. Kızıldağ Ofiyolitlerine ait mafik - ultramafik kayaların ve kromitit'lerin PGE ve Au, Ni, Cu değerleri (ppb).

Table 4. PGE, Au, Ni and Cu values (in ppb) of the mafic - ultramafic rocks and kromitites of Kızıldağ Ophiolites.

Ör. No	Os (ppb)	Ir (ppb)	Ru (ppb)	Rh (ppb)	Pd (ppb)	Pt (ppb)	Au (ppb)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Kayaç Adı
13	10	2	<5	<1	<1	<1	1	1789	4	Serpantinit
16	10	<2	6	3	4	3	3	4630	185	Harzburjit
21	5	<2	9	2	6	4	6	1529	3	Harzburjit
33	15	<2	7	<1	4	4	6	1392	14	Serpantinit
59	17	3	8	1	<1	<1	4	1771	9	Serpantinit
67	7	<2	6	<1	<1	<1	<1	928	29	Gabro
80	8	<2	19	<1	6	2	7	1628	13	Serpantinit
84	<5	<2	<5	<1	<1	<1	1	849	55	Hbl-Gabro
95	7	2	11	<1	2	1	1	1545	3	Serpantinit
109	9	<2	10	<1	3	4	3	1393	20	Srp-Harzburjit
113	<5	<2	5	<1	<1	1	6	1523	5	Serpantinit
114	9	4	18	<1	<1	<1	147	1301	3	Kromitit
124	23	<2	18	2	7	10	4	1463	19	Srp-Verlit
125	14	<2	11	<1	6	6	4	1457	25	Verlit
129	11	<2	5	<1	5	3	3	1335	20	Serpantinit
130	13	2	12	<1	1	3	5	1406	18	Serpantinit
135	9	<2	<5	1	5	6	3	1591	21	Harzburjit
210	18	<2	8	2	6	6	13	1443	629	Serpantinit
213	11	4	18	3	6	6	1	1749	8	Srp-dünit + kromit
231	10	<2	16	<1	4	7	3	1494	36	Srp-Harzburjit
260	37	23	<5	<1	1	<1	38	982	2	Kromitit
265	30	5	6	4	7	7	7	1718	9	Serpantinit
268	20	<2	<5	<1	7	7	2	1478	31	Srp-Harzburjit
271	9	<2	<5	<1	1	<1	1	1530	3	Srp-Dünit
290	16	<2	11	<1	1	<1	15	1299	2	Kromitit
291	16	<2	6	<1	<1	<1	1	1891	3	Srp-dünit + kromit
LİSFENİTLER										
1	7	2	<5	<1	<1	1	<1	1789	4	II. Tip Listvenit
8	6	<2	<5	2	1	3	1	2056	7	II. Tip Listvenit
23	9	<2	9	<1	<1	<1	<1	3289	130	II. Tip Listvenit
28	7	<2	6	<1	5	<1	1	1380	1110	II. Tip Listvenit
44	<5	<2	<5	<1	<1	<1	<1	424	10	I. Tip Listvenit
47	7	<2	<5	<1	2	2	<1	2250	9	II. Tip Listvenit
89	<5	<2	<5	<1	1	2	1	53	9	I. Tip Listvenit
91	<5	<2	<5	<1	1	1	1	48	16	I. Tip Listvenit
131	5	<2	6	<1	1	<1	1	626	8	I. Tip Listvenit
137	<5	<2	<5	<1	1	1	1	349	<1	I. Tip Listvenit
139	<5	<2	<5	<1	1	1	2	134	1	I. Tip Listvenit
İM	3.3	3.6	4.3		4	(7)	1	2110	28000	İlksel Manto

İM: İlksel Manto, Brugmann et. al., 1987'den; (..) : Jagoutz et. al., 1979'dan.

Çizelge 4'teki değerler kullanılarak oluşturulan Çizelge 5, Kızıldağ ofiyolitleri için yapılan PGE analizi sonuçlarının ağırlıklı ortalaması (kromit

analizleri kullanılmamıştır) ile Fertile Mantle, Primitive Mantle, C1 Kondritleri, Kanada'daki Komatitler, King Island'daki Pikritler, Avustral-

ya'daki Munni Munni kompleksi, Bushveld Masifi B4 kesimi ve Boninit'lere ait ortalama değerleri içermektedir. Çizelge 5'teki veriler kullanılarak

oluşturulan spider diyagramları Şekil 3, Şekil 4 ve Şekil 5'te görülmektedir.

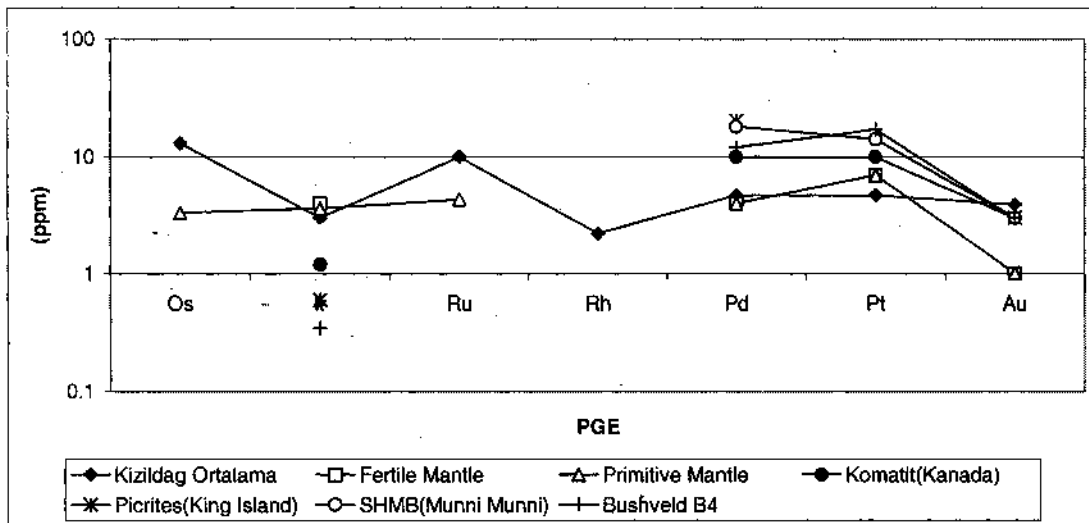
Çizelge 5. Kızıldağ Ofiyolitlerinin, dünyadaki değişik bazik - ultrabazik kayalar ile fertile manto, primitive manto ve C1 kondritlerinin ortalama PGE içerikleri.

Table 5. The PGE abundance of the Kızıldağ Ophiolites, some of the basic - ultrabasic rocks of the world and fertile mantle, primitive mantle and C1 chondrites.

	Os	Ir	Ru	Rh	Pd	Pt	Au	Cu	Referans
Kızıldağ Ortalama*	13	3	10	2.2	4.7	4.7	3.9	50	13
Fertile Mantle		4			4	7	1	28	1, 2, 3, 5, 7
Primitive Mantle	3.3	3.6	4.3		4	7	1		1, 9
C1 Chondrites	514	540	690	200	545	1020	152		12
Komatit(Kanada)		1.2			10	10	3	50	4, 9, 10
Picrites(King Island)		0.6			20		3	18	4, 6
SHMB(Munni Munni)					18	14	3	85	11
Bushveld B4		0.35			12	17	3	56	8
Boninit (ort.)					15		2	20	6

* Çizelge 4 verileri kullanılmış ve kromitlere ait analiz değerleri ortalamaya katılmamıştır

1: Jagoutz et al.(1979), 2: Morgan et al. (1981), 3: Mitchell and Keays (1981), 4: Keays (1982 a,b), 5: Sun (1982), 6: Hamilyn et al. (1985), 7: Barnes et al. (1985), 8: Davies and Tredoux (1985), 9: Brugmann et al. (1987), 10: Barnes and Naldrett (1985), 11: Sun et al. (1991), 12: Naldrett and Duke (1980), 13: This Study

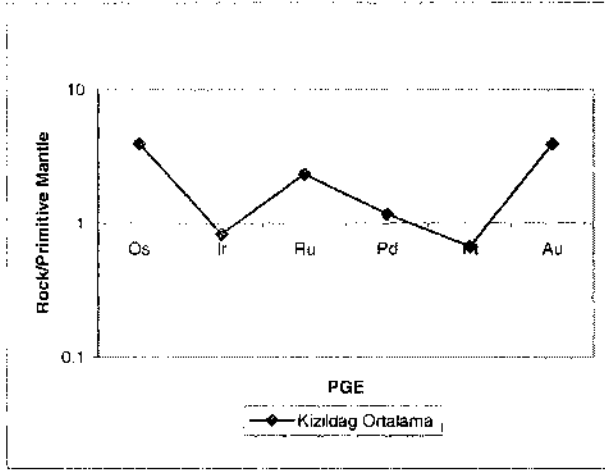


Şekil 3. Kızıldağ Ofiyoliti'nin PGE içeriğinin dünyadaki diğer örneklerle karşılaştırılması
Figure 3. Comparison of the Kızıldağ Ophiolites with other mafic - ultramafic samples around the world by PGE's

Şekil 3'te, tüm bu temsilci bölgelerin PGE içeriklerinin dağılımı görülmektedir. Buna göre Kızıldağ ofiyolitleri tüm birimlere göre Os ve Ru açısından belirli oranlarda zenginleşme sunmakta, Ir, Pd ve Pt'de fakirleşme gözlenmektedir. Jeokimyasal açıdan bu grupla birlikte değerlendirilen Au ise

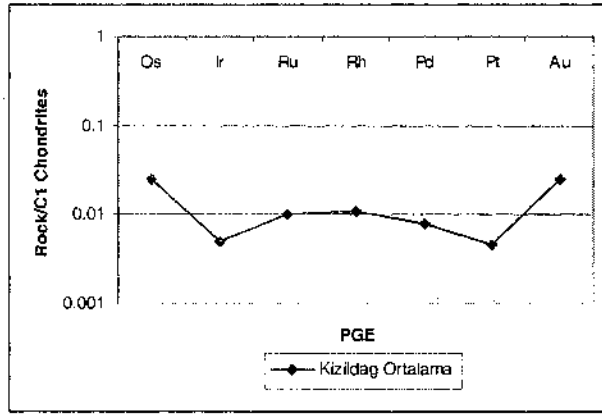
genel olarak ilksel manto değerinin oldukça üzerinde değerler sunmaktadır. Şekil 4'te Kızıldağ ofiyolitlerinin Primitive Mantle normalize spider diyagramı görülmektedir; buna göre Ir ve Pd fazla bir değişiklik sunmazken Os, Ru ve Au yaklaşık 8 kata kadar zenginleşme göstermektedir. Pt'de ise bir

miktar fakirleşme gözlenmektedir. Aynı kayaçların Cl kondritlerine göre normalizasyonunda tüm PGE'lerin önemli bir fakirleşme gösterdikleri izlenmiştir.



Şekil 4. Kızıldağ Ofiyolitlerinin ilkel manto normalize PGE modeli

Figure 4. The primitive mantle normalized PGE pattern of the Kızıldağ Ophiolites



Şekil 5. Kızıldağ Ofiyolitlerinin Cl kondrit normalize PGE modeli

Figure 5. The Cl Chondrite normalized PGE pattern of the Kızıldağ Ophiolites

Çizelge 4'teki veriler incelendiğinde 114 numaralı kromit örneğinde dikkat çekici bir Au anomali gözlenmektedir. Bu cevher örneğinin parlatma kesitinde ilksel kromit ve kromitin dönüşüm ürünü Cr - spinel ve manyetit ile serpantin, talk, brüst ve klorit gibi mineraller tanımlanmıştır. İlksel manto-daki bulunuş oranı 1.0 ppb dolayında olduğu kabul

edilen (Brugmann ve diğ., 1987) Au'nun, bir kromit cevherinde bu oranda zenginleşmiş olması ilginçtir. Ancak Buisson ve Leblanc'a (1987) göre kromit cevherlerinde 60 ppb'ye kadar Au bulunabilmektedir. Kromit'in cevher mikroskobu incelemesinde, kromit minerali yanısıra ikincil olarak Cr-Spinel, manyetit ve manyezit ile kayaç yapıcı minerallerden serpantin, talk, brüst ve klorit mineralleri saptanmıştır. Altının, cevherdeki manyetitlerin ikincil olması nedeniyle manyetite bağlı olması zayıf bir olasılık olarak görülmektedir. Bölgede gelişmiş yoğun hidrotermal alterasyon ile lisfenitizasyon süreçleri dikkate alınır, altının bu geç faz çözeltilerine bağlı olarak mobilize olduğu savunulabilir.

İnceleme alanında gabroik kayaçlarda Pt grubu elementler ve Au son derece düşük, hatta dedeksiyon limitlerinin altında değerlerdedir. Ultramafik kayaçlardan en yüksek Pt değerini verlit türü kayaçlar verirken (10 ppb), dünitlerde bu değer çok düşük (<1 ppb), harzburjitlerde ise ortalama 5 ppb değerler elde edilmiştir. Bu ultramafik kayaçların alterasyon ürünü serpantin itlerde ortalama Pt değeri 3 ppb dolayındadır. Bunların da karbonatizasyonu ve/veya silisifikasyonu ile oluşmuş listvenitlerde Pt değerinin ortalama 1 ppb dolayında olduğu görülmüştür.

4.3 Kızıldağ Ofiyolitlerinin Eser Element Davranışı

Kızıldağ Ofiyolitlerinden alınan kayaç örneklerinin eser element analiz sonuçları topluca Tablo 6'da sunulmuştur. Bu tablodaki veriler kullanılarak oluşturulan Çizelge 7, bu kayaçların ortalama eser element içerikleri ile MORB ve Cl kondrit ortalama içeriklerini göstermektedir. Tablo 7'deki veriler kullanılarak oluşturulan spider diyagramları ise Şekil 6, Şekil 7 ve Şekil 8'de sunulmuştur.

Şekil 7'de Kızıldağ Ofiyolitlerinin N-tipi MORB'a göre normalize eser element \hat{c}^{norm} görülmektedir. Burada U ve Ta'da bir miktar zenginleşme, Ba, Th, La ve Ce'da 10 kata kadar fakirleşme, Sr, Nd, Zr, Sm, Tb, Y ve Yb'de 100 kata varan fakirleşme gözlenmektedir. Rb'da herhangi bir değişim olmamıştır.

Çizelge 6. Kızıldağ Ofiyolitlerinin eser element içerikleri
Table 6. The trace element abundance of the Kızıldağ Ophiolites

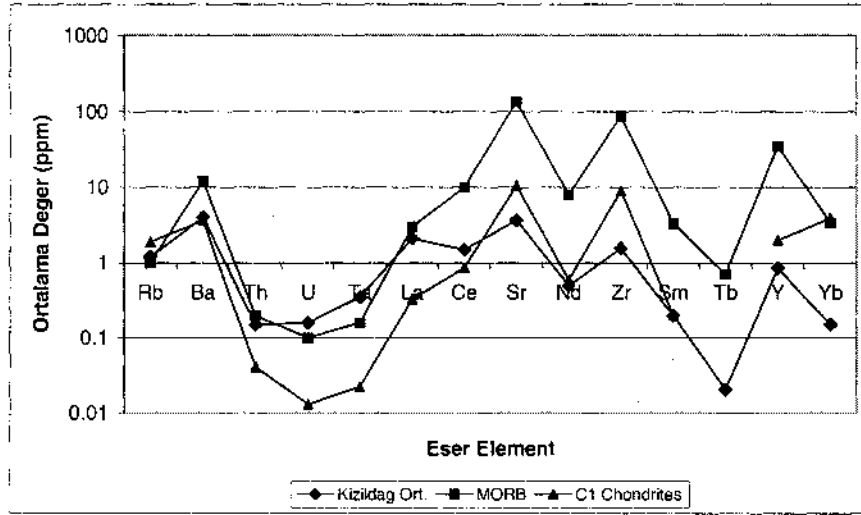
	Ba	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	Tl	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
13	67	93,1	0,1	1	<0,5	<0,5	0,6	1	2,7	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	48	<1	1,3	0,3	<0,5	<0,5	0,06	<0,4	0,2	<0,05
16	68	129,8	1,2	1,5	<0,5	<0,5	8,1	<1	7,3	<0,1	<0,1	0,3	0,1	31	<1	1,3	0,1	<0,5	<0,5	<0,02	<0,4	0,1	<0,05
21	<1	108,9	0,1	1,3	<0,5	<0,5	0,5	1	2,5	0,2	<0,1	0,2	0,1	41	<1	1,5	0,2	<0,5	<0,5	0,08	0,6	0,6	0,14
33	4	99,4	<0,1	1,6	<0,5	<0,5	0,6	1	3,3	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	68	<1	1,9	0,9	<0,5	<0,5	0,04	<0,4	0,2	<0,05
59	<1	117,7	<0,1	0,9	<0,5	<0,5	<0,5	<1	0,9	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	10	8	1,3	0,1	<0,5	<0,5	<0,02	<0,4	<0,1	<0,05
80	<1	84,7	0,1	1,1	<0,5	<0,5	1	<1	1,5	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	39	<1	1,3	0,6	<0,5	<0,5	<0,02	<0,4	<0,1	<0,05
95	<1	111,4	<0,1	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<1	2,5	<0,1	<0,1	0,4	<0,1	23	<1	1	<0,1	<0,5	<0,5	<0,02	<0,4	<0,1	<0,05
109	<1	96	<0,1	1,2	<0,5	<0,5	<0,5	1	4,4	<0,1	<0,1	0,5	<0,1	50	<1	1,1	0,5	<0,5	<0,5	<0,02	<0,4	<0,1	<0,05
113	<1	118,7	<0,1	1,2	<0,5	<0,5	<0,5	<1	1,5	<0,1	<0,1	0,4	<0,1	39	<1	1,2	2,3	<0,5	<0,5	0,05	0,4	0,1	0,06
124	<1	99,9	0,1	1,8	<0,5	<0,5	0,7	1	1,8	<0,1	<0,1	0,5	<0,1	59	<1	1,2	0,9	<0,5	<0,5	<0,02	<0,4	<0,1	<0,05
125	<1	96,6	0,1	2,2	<0,5	<0,5	0,5	<1	0,5	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	69	<1	1,2	1,3	<0,5	<0,5	<0,02	<0,4	<0,1	<0,05
127	<1	95,8	0,2	2	<0,5	<0,5	1,2	2	10,2	0,9	0,2	0,5	0,3	54	1	11	2,2	2,1	1,5	0,12	<0,4	0,1	<0,05
129	<1	98,6	0,1	1,3	<0,5	<0,5	0,6	<1	1,2	0,2	<0,1	0,3	0,2	43	2	2,5	1	<0,5	<0,5	<0,02	<0,4	<0,1	<0,05
130	<1	100,7	0,1	1,3	<0,5	<0,5	0,6	1	4,2	0,5	<0,1	0,4	<0,1	42	<1	2	0,8	<0,5	<0,5	<0,02	<0,4	<0,1	<0,05
135	<1	97,8	0,1	1,6	<0,5	<0,5	0,7	<1	5,9	0,5	<0,1	0,2	<0,1	50	<1	1,1	0,9	<0,5	<0,5	0,02	<0,4	<0,1	<0,05
210	<1	95,9	<1	2,3	<0,5	<0,5	0,5	16	4,8	0,1	<0,1	0,2	<0,1	73	<1	1,9	2,3	<0,5	<0,5	0,03	<0,4	0,1	<0,05
231	<1	93	0,2	1,4	<0,5	<0,5	<0,5	<1	2,2	0,1	0,1	0,2	<0,1	75	<1	0,7	0,9	<0,5	<0,5	0,02	<0,4	<0,1	<0,05
265	<1	110,4	<0,1	0,8	<0,5	<0,5	0,6	<1	8,3	<0,1	<0,1	0,1	0,1	68	5	2	0,2	<0,5	<0,5	<0,02	<0,4	<0,1	<0,05
268	<1	98,5	0,7	0,8	<0,5	<0,5	1,5	<1	6,7	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	42	<1	3,9	0,2	<0,5	<0,5	0,03	<0,4	<0,1	<0,05
271	<1	104,5	<0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<1	0,5	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	14	<1	1,6	<0,1	<0,5	<0,5	<0,02	<0,4	<0,1	<0,05

	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Kaya Adı
13	0,22	0,01	0,21	<0,05	0,11	<0,05	0,25	0,01	<1	4	4	37	1789	8	<0,2	1,4	1,1	Serpantinit
16	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,01	<1	185	10	62	4630	1035	0,5	85	3,9	Harzburjlit
21	0,6	0,08	0,37	0,06	0,23	<0,05	0,5	0,04	<1	3	<3	29	1529	<2	<0,2	3	<0,5	Harzburjlit
33	0,21	0,02	0,24	<0,05	0,15	<0,05	0,22	0,02	<1	14	<3	23	1392	<2	<0,2	3,1	<0,5	Serpantinit
59	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,01	<1	9	<3	12	1771	<2	<0,2	2,6	0,5	Serpantinit
80	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,01	<1	13	<3	16	1628	<2	<0,2	2,1	<0,5	Serpantinit
95	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,01	<1	3	<3	25	1545	4	<0,2	2,7	<0,5	Serpantinit
109	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,08	<0,01	<1	20	<3	20	1393	<2	<0,2	0,8	<0,5	Srp-Harzburjlit
113	0,2	0,01	0,17	<0,05	0,15	<0,05	0,12	<0,01	<1	5	<3	15	1523	<2	<0,2	2,5	<0,5	Serpantinit
124	<0,05	<0,01	0,08	<0,05	0,07	<0,05	0,06	<0,01	<1	19	<3	21	1463	<2	<0,2	2,9	<0,5	Srp-Verilit
125	<0,05	0,01	0,15	<0,05	0,15	<0,05	0,12	<0,01	<1	25	<3	17	1457	<2	<0,2	1,1	<0,5	Verilit
127	<0,05	0,03	0,14	0,07	0,1	<0,05	0,1	0,04	<1	18	<3	23	1328	<2	<0,2	<0,5	<0,5	Serpantinit
129	0,07	0,01	0,16	<0,05	0,1	<0,05	0,14	0,02	<1	20	<3	22	1335	<2	<0,2	0,5	<0,5	Serpantinit
130	<0,05	<0,01	0,06	<0,05	0,06	<0,05	0,07	<0,01	<1	18	<3	21	1406	<2	<0,2	2,9	<0,5	Serpantinit
135	<0,05	<0,01	0,07	<0,05	0,07	<0,05	0,09	0,01	<1	21	<3	21	1591	<2	<0,2	2,7	<0,5	Harzburjlit
210	0,24	0,03	0,35	0,06	0,25	<0,05	0,21	0,03	<1	629	28	313	1443	<2	<0,2	1,8	<0,5	Serpantinit
231	<0,05	0,01	0,07	<0,05	0,09	<0,05	0,17	0,01	<1	36	<3	22	1494	<2	<0,2	2,4	<0,5	Srp-Harzburjlit
265	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,08	<0,01	<1	9	<3	17	1718	<2	<0,2	1,9	<0,5	Serpantinit
268	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,01	<1	31	<3	19	1478	<2	<0,2	1,6	<0,5	Srp-Harzburjlit
271	<0,05	<0,01	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,01	<1	3	<3	16	1530	<2	<0,2	2,8	<0,5	Srp-Dünit

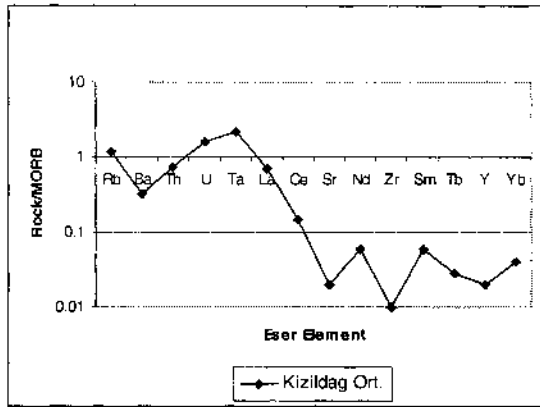
Çizelge 7. Kızıldağ Ofiyolitleri, N - tipi MORB ve C1 kondritlerinin ortalama eser element içerikleri
 Table 7. The average trace element abundance of Kızıldağ Ophiolites, N-Type MORB and C1 Chondrites

	Rb	Ba	Th	U	Ta	La	Ce	Sr	Nd	Zr	Sm	Tb	Y	Yb
Kızıldağ Ort.	1.2	4	0.15	0.16	0.35	2.1	1.5	3.65	0.5	1.56	0.2	0.02	0.86	0.15
MORB*	1	12	0.2	0.1	0.16	3	10	136	8	88	3.3	0.71	35	3.4**
C1 Chondrites***	1.88	3.6	0.04	0.013****	0.022	0.328	0.865	10.5	0.597****	9	0.203		2	3.87*****

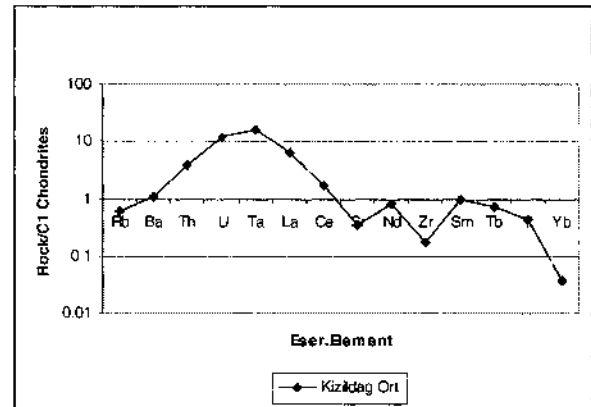
*Average N-Type MORB (Saunders and Tarney, 1984; Sun, 1980), ** Pearce (1983), ***Wood et al.(1979b), ****Sun (1980), *****Sun and McDonough (1989)



Şekil 6. Kızıldağ Ofiyolitleri, C1 Kondritleri ve N-tipi MORB eser element modeli
 Figure 6. The trace element pattern of the Kızıldağ Ophiolites, C1 Chondrites and N-Type MORB



Şekil 7. Kızıldağ Ofiyolitlerinin N-tipi MORB normalize eser element modeli
 Figure 7. The N-Type MORB normalized trace element pattern of the Kızıldağ Ophiolites



Şekil 8. Kızıldağ Ofiyolitlerinin C1 kondrit normalize eser element modeli
 Figure 8. The C1 Chondrite normalized trace element pattern of the Kızıldağ Ophiolites

Şekil 8'de ise aynı kayaların C1 kondritlerine göre normalize edilmiş eser element davranışları görülmektedir. Burada ise Th, U, Ta, La ve Ce'da

10 kata kadar zenginleşme; Rb, Sr, Zr, Tb ve Y'da 10 kata kadar, Yb'de 100 kata kadar fakirleşme gözlenirken Ba, Nd ve Sm'da herhangi bir değişim izlenmemektedir.

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Ultramafik kayaçların ilksel bileşimlerinde eser miktarda bulunan Ni, değişik süreçlerle zenginleşebilir. Bunlardan birisi, hidrotermal alterasyon sürecidir. Hemen hemen tüm ultramafik kayaçlarda olduğu gibi, bölgedeki kayaçlar yerleşmelerini izleyen dönemde yoğun tektonik ve hidrotermal etkiler altında kalmıştır. Özellikle Eosen'de gelişen kıta kalınlaşmasına bağlı volkanizmaya ve magmatizmaya eşlik eden hidrotermal çözeltiler, ofiyolitlerin çatlak sistemlerinde dolaşarak bu kayaçların bünyesindeki metalik elementleri yıkamış ve daha yukarılara taşımış olabilir. Yükselen ve metalce zenginleşmiş olan çözeltiler, ofiyolitlerin üzerinde henüz başka litolojilerin gelişmemiş olması nedeniyle, fiziko - kimyasal koşulların değiştiği ortamlara gelindiğinde ancak yine aynı litolojinin elek dokusu içinde taşıdığı metalleri bırakabilir. Bir diğer süreç, serpantinizasyon ile kimyasal olarak kayaçların metal açısından yerinde bir miktar zenginleşmesinden sonra bu kayaçların süperjen koşullarda daha da zenginleşmeleridir.

İnceleme alanındaki ofiyolitlerde Ni'in, cevher mikroskopisi çalışmaları sonucunda birincil nikel - sülfürlere, ağırlıklı olarak da millerit (NiS), hazlevodit (Ni₃S₂) ve pentlandit ((Fe,Ni), S₈)'e bağlı olduğu saptanmıştır. Yukarıda belirtilen yoğun hidrotermal süreçlere rağmen bölgedeki ofiyolitlerde nikelin, gersdorffit gibi hidrotermal Ni minerallerine ve yoğun silisifikasyona rağmen Ni-silikat minerallerine rastlanmamıştır. Au açısından da ikincil bir zenginleşme saptanmamıştır. Özellikle, geç hidrotermal çözeltilerde selenid - tellürid veya sülfürlü çözeltilerle kolayca taşınabilen Au için önemli bir anomalinin saptanmamış olması ilginçtir. Aslında yer kabuğundaki ortalama bulunuş oranına göre oldukça yüksek değerlerde Au içeren ofiyolitlerin bu bölgede Au açısından oldukça fakir oldukları veya hidrotermal çözeltiler tarafından çözülen ve taşınan Au'nun başka ortamlara göç etmiş olabileceği söylenebilir. Bu nedenle, bölgedeki Au jeokimyasının daha sağlıklı değerlendirilmesi için geniş yayımlı alüvyonların Au açısından denetlenmeleri önerilebilir.

Okyanusal kabuğu temsil eden ultramafik kayaçların bileşiminde ortalama 2110 ppm Ni (Brugman ve diğ.,1987) ve ortalama 3140 ppm Cr (Sun, 1982) bulunur. Oysa bu elementlerin yer kabuğunun bileşiminde ağırlıkça % 0,0075 ve % 0,01 oranlarında buldukları bilinmektedir (Mason, B.

and Moore, C.B., 1982). Bu elementlerin metalojenik olarak değerlendirilmesinde Tablo 8⁵'de verilen değerler kullanıldığında, bölgedeki kimi ultramafik kayaçların yer kabuğu ortalama değerlerine göre Cr açısından normalden yaklaşık 22 kat, Ni açısından ise yer yer 62 kat zenginleştikleri ortaya çıkmaktadır. İşletme alt sınırının % 1 tenörlü cevher olarak belirlenmesi durumunda (ki dünyanın en büyük nikel-bakır yatağı olan Sudbury'de %1.1, Yeni Kaledonya'da %1-4 arasında, Cornwall-Manitoba'daki Thompson yatağında %2.8, Oregon yatağında %1.5, Dominik Cumhuriyeti'nde %0.15-0.35, Rankin inlet yatağında %4.6, Kalgorlie yatağında %4.6, Kambolda yatağında ise %1.5; Jensen, M.L. and Bateman, A.M., 1981), Ni için zenginleşme faktörü 133'tür. Çalışma alanında yer alan kimi ultramafik kayaçlarda ölçülen Ni değerleri %0.4630 oranına ulaşmaktadır. Bu durumda zenginleşme faktörü 62 olarak belirlenmektedir. Ni zenginleşmelerinin gerek nedenlerini gerekse boyutlarını ortaya koyabilmek için, zenginleşmelerin gözlemlendiği alanlarda daha ayrıntılı ve sistematik örneklemelerin yapılması, buna bağlı olarak da Ni için eş tenor haritalarının oluşturulması için gerekli olan projelerin üretilmesi anlamlı olabilir. Anomali bölgesinde metalojenik amaçlı çalışmaların yürütülmesi durumunda her bir bölgede daha ayrıntılı ve sistematik örnek alımları sonucunda bu kesimlerdeki gerçek zenginleşme değerleri ve bunların yayılım alanları ortaya konabilir.

Krom'un işletme tenörü günümüzde %30'lara kadar düşmüş olmakla birlikte bu metalin değerlendirme kriterleri Ni ve PGE ile Au'dan çok değişiktir. Cevher kalitesi ve tenörü yanısıra rezervi ve işletme şekli de değerlendirilmesinde önemli kriterler olduğundan bu cevher mineralinin tartışılmasına burada girilmeyecektir.

Kimi cevher örneklerinde saptanmış olan 147 ppb Au anomalisi nedeniyle Au'nun zenginleşme faktörü 73.5 olarak belirlenmiştir. Minimum işletme tenörü 10 gr/ton kabul edilirse ve bunun için gerekli zenginleşme faktörünün 5000 olduğu gözönüne alınırsa (nitekim Alaska - Juneou madeninde 1.24 gr/ton, Güney Afrika'da 6.2 - 15 gr/ton tenörler işletilmektedir; Jensen ve Bateman-, 1981) (Tablo 8), bölgedeki ultramafik kayaçların Au açısından herhangi bir ekonomik değer taşımadıkları anlaşılacaktır. Ayrıca, herhangi bir Au anomalisi saptanmış olsa bile, bunun yataklanma şekli, yayılımı, cevher parajenezi ve rezervi ortaya konmadan tartışma konusu yapılamayacağı belirtilmelidir.

Çizelge 8. Bazı metallerin yer kabuğunda ağırlıkça % oranları, günümüzde kabul edilen minimum işletme tenörleri ve zenginleşme faktörleri ile çalışma alanındaki Cr, Ni, PGE ve Au zenginleşme faktörleri
 Tablo 8. Abundance of some metals in the earth's crust by % in weight, Cut - off grades and enrichment factors, enrichment factors of the Cr, Ni, PGE and Au in the study area

Metal Türü	Yerkabuğunda Ortalama Ağırlıkça % (*)	Minimum İşletme Tenörü (**) %	Zenginleşme Faktörü	Çalışma Alanında Gözlenen Zenginleşme Faktörü
Ni	0,0075	1	133	62
Cr	0,01	30	3.000	
PGE				
Os, Ir, Ru, Rh, Pd, Pt	0,000 000 5 – 0,000 001	0,002	4.000	Max. 7,5
Au	0,000 000 4	10 gr/ton	5.000	73,5

(*) Mason, B. and Moore, C.B., 1982. (**) Jensen, M.L. and Bateman, A.M., 1981

Pt grubu elementleri, dünyada da genellikle kendi başlarına yatak oluşturmayıp, işletilen krom veya nikel yataklarından yan ürün olarak elde edilmektedirler (Sudbury (Kanada), Talnakhski - Octiabrski (Rusya)). Bu nedenle, Ni anomalisi gözlenen kesimlerde açılacak olası bir işletmede ve halihazırda bölgede işletilen veya Cr açısından ekonomik olmayan kromit yataklarında cevher Pt grubu elementleri açısından denetlenmelidir. Yine de, Çizelge 8'deki veriler göz önüne alındığında, bölgedeki ultramafik kayaların ve cevher örneklerinin PGE açısından önemsenerek bir zenginleşme sunmadıkları anlaşılmaktadır.

PGE'leri ve Au genellikle magmadaki sülfür fazı tarafından taşınır. Her ne kadar ofiyolitlerde kalkopirit gibi birincil sülfürlü minerallere rastlansa da bunların miktarı ve kayaca oranı çok çok az düzeydedir. Bu nedenle de, cevher taşıyan sülfürlerin oluşması için yeterli kaynağın bulunmadığı ve belki de bu kayaları oluşturan magmanın evrimleşmek için yeterli zaman bulamadığı sonucuna varılabilir. Nitekim kümülat kesime ait kayalar bölgede fazla yayılım sunmamaktadırlar ve dünyada bu metallerin işletmeye konu olabilecek miktar-

larda zenginleştikleri kesimler genellikle ofiyolit kümülat kesimine karşılık gelmektedir (Batı Avustralya'daki Batı Pilbara Block ve Halls Creek Mobile Zone gibi; Sun ve diğ., 1991).

Çalışma alanındaki ofiyolit karmaşığını batıdan sınırlayan ve onun üzerine gelen Tersiyer yaşlı andezit ve bazalt türü volkanik kayaların farklı düzeylerinden alınan örnekler üzerinde yürütülen laboratuvar çalışmaları ise Çizelge 9'da sunulmuştur. Tersiyer yaşlı Gülandere Formasyonu içinde yer alan bu andezit ve bazalt düzeylerinden alınan kaya örneklerinin kimyasal analiz sonuçlarına bakıldığında ilk dikkati çeken unsur, Ni oranındaki artıştır. Normal olarak kıta kabuğunun kalınlaşması ve kısmi ergimesine bağlı olarak gelişen volkanik kayalarda Ni oranı 50 ile 150 ppm düzeylerinde olmaktadır. 82 numaralı bazalt örneğinde bu oran 490 ppm'e kadar çıkmıştır. Diğer volkanik kaya örneklerinde de bu oranlar üst limitlerdedir. Ni oranındaki bu artış olasılıkla, kısmi ergime ürünü bazik magmanın kıta kabuğunu katederken yer yer ofiyolit kütlelerini de kesmesi ve bu elementi özümsemesi ile ilişkili olmalıdır.

Çizelge 9. Refahiye Ofiyolit Karmaşığı'nın batı kesiminde yer alan genç volkanik kayaların metal içerikleri (ppm).

Table 9. Metal contents (in ppm) of the rocks exposed to the west of Refahiye Ophiolitic Melange

ÖRNEK NO	Au	Ag	Ni	Co	Cu	Zn	Pb	Sb	As	KAYAÇ ADI
53	-	-	200	15	330	90	<20	<50	<50	Andezit
57/c	-	3.8	170	40	80	80	<20	<50	<50	Metabazit
82	-	-	490	50	55	90	<20	<50	<50	Amig. Bazalt
123	-	-	160	23	170	95	<20	<50	<50	Spilitik Andezit
162	-	-	150	12	200	160	<20	<50	<50	Mermer

6. KATKI BELİRTME

Saha çalışmaları sırasında ulaşım, barınma ve teknik destek sunan dönemin T.P.A.O. İmranlı Kamp Sorumlusu Jeoloji Yük. Müh.Yaşar KESGİN ve diğer kamp elemanlarına, çalışma sırasında her türlü yardımı gördüğüm yöre halkına içtenlikle teşekkür ederim. Cevher minerallerinin determinasyonundaki katkılarından dolayı Mineralog Dr. Ahmet ÇAĞATAY'a ayrıca teşekkür ederim.

Bu çalışma kapsamında yürütülen jeokimyasal analizler için sağladığı mali destek için İ.Ü. Araştırma Fonu'na teşekkür ederim. Yazar, görüş ve önerileri ile bu çalışmaya önemli katkıları olan Doç. Dr. Hüseyin ÖZTÜRK'e şükran borçludur.

EXTENDED SUMMARY

The study area located between İmranlı (Sivas) and Refahiye (Erzincan), Central Anatolia. The Kızıldağ system is a NW-SE trending mountain system that mainly consist of ophiolitic melange and fliş sequence or young volcanic rocks. The PGE, Au, Cr-Ni and Trace Element geochemistry of the ophiolitic rocks (Kızıldağ Ophiolites) has been investigated in this study.

The Kızıldağ (Sivas) Ophiolites, belonging to the Refahiye Ophiolitic Melange, generally composed of wherlite of transition zone, gabbros of mafic cumulate sequence and pyroxene gabbros, hornblende gabbros, microgabbro intrusions, meta basalts and spilitic basalts. The ophiolitic complex is intruded by Neogene magmatics, represented by aplite veins, granite, quartz monzonite, diorite and their related volcanic products such as andesite and basalt. Secondary rocks like serpentinites and listwaenites are common in study area, especially adjacent to the tectonic zones such as faults or thrusts. Serpentinization, silicification and carbonatization of the ultramafic country rock is the result of the hydrothermal fluids which are derived from young magmatic system.

Ni enrichment, up to 4630 ppm took place within the ophiolite bodies. Ore microscopy studies have revealed that the source of Ni is linneit,

bravogite, gersdorffite, millerite, heazlewoodite and pentlandite minerals. This study reveals that Ni, occurring at levels of 0.2 to 0.3 % in primary ultramafic rocks, shows enrichments up to 0.46 %. It is belived here that with more detailed studies, economical nickel deposits may be found.

The ultramafic rocks in the investigation area show variable contents of Pt group elements comparition with primitive mantle values. Os and Ru show enrichment, Ir, Rh and Pt show depletion, Pd shows both effects but with few changes. Au, which is treated geochemically with Pt group elements, shows enrichment relative to primitive mantle values with few amounts but the enrichment still doesn't enough for mining. Comparision of Kızıldağ Ophiolites with N-Type MORB, the normalized values of REE's show generally depletion except U and Ta. The CI Chondrite normalized values of REE's show different pattern; Th, U, Ta, La and Ce show enrichment up to 10 times but Sr, Nd, Zr, Sm, Tb, Y, Yb, Rb and Ba show depletion with different amounts.

The PGE's and Au mobilization mainly related by sulphure droplets in magma. Because of the low abundance of these elements, they can be maintaining that the magma evaluated rapidly and threfore magma was considered as undersaturated by sulphure. However there is primer sulphur ore minerals in the ophiolitic rocks such as chalkopyrite but in a few amounts.

As a result, the Kızıldağ Ophiolites doesn't show any enrichment for PGE's, but geneticaly they are strongly related with nickel and chromium enrichments. Threfore, this ophiolites have been investigated systematicaly for both metalls.

DEĞİNİLEN BELGELER

Aktimur, H. T., Tekirli, M. E., Yurdakul, M. E., 1990. Sivas - Erzincan Tersiyer havzasının jeolojisi, M.T.A. Dergi No: 111, Sh. 25-36, Ankara.

Aktimur, S., 1985. Sivas- Erzincan yöresinin u-zaktan algılama tekniği katkısıyla jeolojik ve

- tektonik yapısının incelenmesi, M.T.A. Ens. Derleme Rap. No: 7850, Ankara.
- Arpat, E., Tütüncü, K., 1978. Gürlevik ve Tecer dağları yöresinde serpantin yerleşimi sorunu, T.J.K. 32. Kurultayı Bildiri Özetleri, Sh.56-57, Ankara.
- Ataman, G., Buket, E., Çapan, U. Z., 1975. K.A.F. Zonu bir paleo-benioff zonu olabilir mi? M.T.A. Dergisi S: 84, Sh.112 - 118, Ankara.
- Barnes, I., Rapp, J.B., O'neil, J.R., 1972. metamorphic assemblages and the direction of flow of metamorphic fluids in four instance of serpentinization, Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 35, Pp. 263 - 276
- Barnes, S.-J. and Naldrett, A.J., 1985. Fractionation of the platinum-group elements and gold in some komatiites of the Abitibi greenstone belt, Northern Ontario, Econ. Geol., 82: 165-183.
- Barnes, S.-J., Naldrett, A.J. and Gorton, M.P., 1985. The origin of the fractionation of platinum- group elements in terrestrial magmas, Chem. Geol., 53: 303 - 323.
- Baykal, F., 1966. 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası, Sivas paftası, M.T.A. Yay., Ankara.
- Bektaş, O., Pelin, S., Korkmaz, S., 1984. Doğu Pontid yay gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenik ofiyolit olgusu, Ketin Simp. 175-178, Ankara.
- Bergougnan, H., 1976. Doğu Anadolu'da Avrupa ve Arabistan bloklarının çarpışması, Çev. O.Yılmaz, Yerbilimleri, 1, 31-40.
- Boztaş, D., Larson, L.T., Yılmaz, S., Uçurum, A., Öztürk, A., 1994. Alacahan yöresi (GD Sivas) listvenitlerinin jeolojik konumu, minerolojisi ve değerli metal içeriği; Çukurova Üniversitesi 15. Yıl Simpozyumu, Sivas.
- Brugmann, G.E., Arndt, N.T., Hoffmann, A.W., Tobschall, H.J., 1987; Noble metal abundances in komatiite suites from Alexo, Ontario And Gorgona Island, Colombia, Geochim, Cosmochim. Acta, Vol. 51, Pp. 2159-2169.
- Buisson, G., Leblanc, M. 1985. Gold-bearing listwaenites (carbonatized ultramafic rocks) from ophiolite complexes; Centre Geologique Et Geophysique, Université Des Sciences Et Techniques Du Languedoc, Montpellier. France.
- Buisson, G., 1986; Gold bearing listwaenites (carbonitized ultrabasic rocks) in ophiolite complexes, In: Metallogeny of basic and ultrabasic rocks, London Instit.Mining Metalurgy, P. 121-132.
- Buisson, G., Leblanc, M, 1987 ;Gold in mantle peridotites from Upper Proterozoic ophiolites in Arabia, Mali And Morocco, Economic Geology, Vol:82, Pp.2091-2097.
- Buket, E., Ataman, G., 1982. Erzincan-Refahiye ultramafik ve mafik kayaların petrografik ve petrolojik özellikleri, Yerbilimleri, 9, 5 - 17, Ankara.
- Buket, E., 1982. Erzincan-Refahiye ultramafik ve mafik kayaların petrokimyasal karakterleri ve diğer oluşumlar ile denştirilmesi, Yerbilimleri, 9, 43 - 55, ANKARA
- Bulur, K., 1973. Sivas-İmranlı (Aktepe) Pb zuhurunun jeoloji raporu, M.T.A.Enstitüsü Sivas Bl. Md. Rap.No: 52, Sivas.
- Can, A., 1970. Aktepe kurşun zuhuru (Sivas - İmranlı - Ortaköy - Gölcük), M.T.A. Enstitüsü Sivas Bl. Md. Rap.No:36, Sivas.
- Clark, A. M. S., 1978. Chemical and mineralogical development of the Sidamo Nickeliferous Serpentinites (Ethiopia), Min. Deposita, V.13,N.2, 221-234.

- Clark, A. L., Greenwood, W.R., 1972. Petrographic evidence of volume increase related to serpentinization, Union Bay, Alaska, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 800, Pp. C21-C27.
- Coleman, R. G., 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges, J. Geophys. Res., Vol. 76, Pp. 1212-1222.
- Coleman, R. G., 1977. Ophiolites - ancient oceanic lithosphere? In P.J. Wyllie (Ed), Minerals And Rocks, Springer-Verlag, Berlin, Vol.12.
- Coleman, R.G., 1981. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman, J. Geophys. Res., Vol.86, Pp. 2497-2508.
- Coleman, R. G., Keith, T. E., 1971. A chemical study of serpentinization-Burro Mountain, California, J. Petrol., Vol. 12, Pp. 331-328.
- Conference Participants, 1972. Ophiolites, Geotimes: 17,12,24-45.
- Davies, G. and Tredoux, M., 1985. The platinum-group element and gold contents of the marginal rocks and sills of the Bushveld Complex, Econ. Geol., 80: 838 - 848.
- Erdem, P. N., 1973. Türkiye'deki ofiyolitik seriler; Avrupa Jeoloji Birliği Uluslararası Kongresi, Zürih.
- Evans, B. W., Frost, B. R., 1975. Chrome spinel in progressive metamorphism-A Preliminary Analysis, Geochim. Acta, Vol. 39, Pp. 959-972.
- Hall, R., 1979. Türkiye'de ofiyolit yerleşmesi ve Toros suture zonunun evrimi, Geol.Soc.Of Am.Bull.July-1976, V:8, Pp. 178-188. (Çev: Ali Dinçel, Yeryuvarı ve İnsan, Mayıs-1979)
- Hamlyn, P. R., Keays, R. R., Cameron, W.E., Crawford, A. J. and Waldron, H. M., 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas: implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas, Geochim. Cosmochim. Acta, 49: 1797 - 1811.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spottel, B., Lorenz, V., Wanke, H., 1979. The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules, Proc. Lunar And Planet. Sci. Conf. No. 10, Geochim. Cosmochim. Acta, Supplement 1.1, 2031-2050.
- Jensen, M.L. and Bateman, A. M., 1981. Economic Mineral Deposits, John Wiley & Sons, New York, 593 pp.
- Kaaden, G. Van Tjer, 1963. Alpin-tipi ultrabazik kayaların kökeni ve bunların kromit prospeksiyonu ile olan ilgisi hakkında çeşitli görüşler; Kromit Prospeksiyonu Semineri, Atina.
- Kazancı, N., 1993. K.A.F. üzerinde tektonik kontrollü depolanma örneği: Suşehri havzası, Alt Pliyosen - Holosen, KD Türkiye, Doğa Türk Yerbilimleri Dergisi No:2,Sh.89-102.
- Keays, R.R., 1982a; Palladium and iridium in komatites and associated rocks: Application to petrogenetic problems, In: N.T. Arndt and E.G. Nisbet (Editors), Komatites, Allen & Unwin, London, pp. 435-457
- Keays, R. R., 1982b. Archean gold deposits and their source rocks: the upper mantle connection. In: R.P. Foster (Editor), Gold 82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits, Geol. Soc. Zimbabwe Spec. Publ., 1: 17-51.
- Ketin, İ., 1969. Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler, M.T.A. Dergisi S: 71, Sh.129-134, Ankara.

- Kılıç, M., 1973. Sivas-İmranlı (Aktepe) kurşun zehurları hakkında kısa not, M.T.A. Enstitüsü Sivas BLMd. Rap.No: 56 , Sivas.
- Koçyiğit, A., 1990. Üç kenet kuşağının Erzincan batısındaki (KD Türkiye) yapısal ilişkileri : Karakaya, İç Toros ve Erzincan Kenetleri , Türkiye 8. Petrol Kongresi, T.P.J.D., P.M.O., Ankara.
- Kovenko, V., 1939. Kızılmezcraa bakır ve nikel yataklarının ziyareti hakkında muhtıra, M.T.A. Rapor No: E 819, Ankara.
- Labotka, T.C., Albee, A.L., 1979. Serpentinization of the Belvidere Mountain Ultramafic Body, Vermont: Mass Balance And Reaction At The Metasomatic Front, Can. Mineral., Vol. 17, Pp. 831-845.
- Maltman, J.A., 1978. Serpentine textures in Aglesey, North Wales, United Kingdom, Geol. Soc.Of Am. Bull. V.89, 972 - 980 (Doc.No: 80702)
- Mason, B. and Moore, C.B., 1982. Principles of Geochemistry, 4th edition, John Wiley & Sons, New York, 344 pp.
- Masor, R., 1985. Metamorphism and melange, Sixth Colloquium An Geology Of The Aegean Region, İzmir.
- Mitchell, A.H., Garson, M.S., 1979. Levha Sınırlarında Mineralleşme (Çev: Ayaroğlu, H.), Jeoloji Mühendisliği Dergisi S:9, Ankara.
- Mitchell, R.H. and Keays, R.R., 1981. Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites: Implications for the nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle, Geochim. Cosmochim. Acta, 45: 2425-2442.
- Miyashiro, A., 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites, Jour. Of Geology, 83, 249 - 281.
- Moody, J.B., 1976. Serpentinization: A Review, Lithos, Vol. 9, Pp. 125 - 138.
- Moody, J.B., 1979. Serpentinites, spilites and ophiolite metamorphism, Can. Mineral., Vol. 17, Pp. 871-887.
- Moore, E.M., 1973. Geotectonic significance of ultramafic rocks, Earth - Sciences Rev., 9 (1973), 241-258, Netherland.
- Morgan, J.W., Wandless, G.A., Petrie, R.K. and Irwing, A.J., 1981. Composition of the Earth's upper mantle, I. Siderophile trace elements in ultramafic nodules, Tectonophysics, 75: 47-67.
- M.T.A., 1973. Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu (29-30-31 Mart 1972), Ankara.
- M.T.A., 1988. 1/100.000 ölçekli açın-sama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi, Divriği - F 26 paftası (Hazırlayan: H.T. Aktimur).
- Naldret, A.J., Duke, J.M., 1980. Platinum metals in magmatic sulfide ores, Science, 208, 1417-1424.
- Nebert, K., 1961. Kelkit çayı ve Kızılırmak giriş sahalarının jeolojik yapısı, M.T.A. Enst. Yay. Ankara.
- Norman, T.N., 1990. Orta Anadolu'da Hafik (Sivas) kuzeyindeki melanj kuşağının gelişimi hakkında, Türkiye 8. Petrol Kongresi, Nisan 1990, Sh. 107-112, Ankara.
- Özgül, N., 1981. Munzur Dağları'nın Jeolojisi, M.T.A. Derleme Rapor No: 6995, Ankara.
- Page, J.N., 1967. Serpentinization at Burro Mountain, California, Contr. Mineral And Petrol. 14, 321-342.
- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, C.J.

- and Norry, M.J.(eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Nantwich, pp.230-249.
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*, Longman Scientific & Technical, U.K., ISBN: 0 582 06701 4
- Saunders, A.D. and Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins, In: Kokelaar, B.P. and Howels, M.F. (editors), *Marginal Basin Geology*, Spec. Publ. Geol. Soc. London 16, pp. 59-76.
- Seyfried, W.E., Dibble, W.E., 1980. Seawater-peridotite interaction at 300 °C and 500 bars: Implications for the origin of oceanic serpentinites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 44, Pp. 309-321.
- Shilo, N.A., 1971. The problems of the geology of gold, *Earth Sciences Rev.* 7, Pp. 215-225
- Skjerlie, K.P. & Furnes, H., 1996. The gabbro-dyke transition zone demonstrated an Tviberg, Solund-Stavfjord Ophiolite Complex, *Geol. Mag.* 133(5), Pp.573-582, Cambridge Univ.Press, England
- Stchepinsky, V., 1944 ; Yukarı Kelkit Çayı havzasının jeolojisi ve mineral varlıkları; M.T.A. Rapor No:E 1617 , Ankara.
- Sun, S. S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs, *Phil. Trans. R. Soc.*, A297, 409-445.
- Sun, S. S., 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 179-192.
- Sun, S. S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins*, Geol. Soc. London, Spec. Pub. 42, pp.313-345.
- Sun, S. S., Wallace, D.A., Hoatson, D.M., Glikson, A.Y. and Keays, R.R., 1991. Use of geochemistry as a guide of mafic-ultramafic rocks: examples from the west Pilbara Block and Halls Creek Mobile Zone, Western Australia, *Prec. Res.*, 50: 1-35.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1984. Doğu Anadolu'nun neotektoniği ve ilgili magmatizması; *Ketin Simpozyumu Sh.* 149-162, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, P. 181 - 241.
- Tatar, Y., 1973. Refahiye (Erzincan) GD'sunda Conur Köyü yöresi ofiyolitleri, M.T.A. Yay., 50. Yi) Kongresi, Sh.435 - 445, Ankara.
- Tatar, Y., 1978. K.A.F.Z.'Nun Erzincan-Refahiye arasındaki bölümü üzerine tektonik incelemeler, *H.Ü. Yer BİL Derg.* C: 4, No:1-2, Sh. 201-236.
- Tıstl, M., 1994. Geochemistry of platinum-group elements of the zoned ultramafic Alto Condoto Complex, Nw Colombia; *Economic Geology*, Vol.89, 158-167.
- Üşümezsoy, Ş., Ulakoğlu, S., 1987-88. Suşehri öncükur çanağının evrimi, Orta Anadolu'da çarpışma sonrası olgular, *İ.Ü. Yerbilimleri Derg.* C : 6, S: 1-2, Sh. 174-185, İstanbul.
- Witechurch, H., Juteau, T., Montigny, R., 1984. Role of the Eastern Mediterranean ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the history of the Neo - Tethys: The geological evolution of the Eastern Mediterranean, Special Publication Of The Geological Society, London, 17.
- Wood, D.A., Tarney, J., Varet, J., Saunders, A.D., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M. and Cann, J.R., 1979b. Geochemistry of basalts

drilled in the North Atlantic by IPOD Leg. 49: implications for mantle heterogeneity, Earth Planet. Sci. Lett., 42, 77-97

Yılmaz, A., 1983. Tokat (Dumanlıdağ) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu, T.J.K. Kurultayı Bildiriler Kitabı, Ankara.

Yılmaz, A., 1985. Yukarı Kelkit Çayı ile Munzur Dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi, T.J.K. Bülteni C:28, 79-92, Ankara.

Yılmaz, Y., 1984. Türkiye'nin jeolojik tarihinde magmatik etkinlik ve tektonik evrimle ilişkisi, Ketin Simpozyumu, 63-82, Ankara.

Zhelobow, P.P., 1979. Alpine-type hyperbasite rocks as a probable source of gold; International Geological Rev., V:23, Nr.3.



Karamadazı Plütununun (Yafayalı-Kayseri) Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelemesi *Mineralogical-Petrographical and Geochemical Study of the Karamadan Plüton, Yahyalı-Kayseri, Central Anatolia, Turkey*

Durmuş BOZTUĞ · Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, 58140 Sivas • e-posta: boztug@cumhuriyet.edu.tr
Ali ÇEVİKBAŞ · MTA Genel Müdürlüğü, 06520 Ankara
Cavit DEMİRKOL · Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, 01330 Balcalı, Adana
Sibel TATAR · Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, 58140 Sivas
Mustafa AKYILDIZ · Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, 01330 Balcalı, Adana
Nazmi OTLU · Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, 58140 Sivas

Öz

Orta Toros kuşağında ender olarak yüzeylenen granitik kayaç çıkımlarından birisini oluşturan Karamadazı (Yahyalı-Kayseri) plütunu, Bolkardağ birliğine ait Permo-Triyas yaşlı mermerleri sıcak dokanakla kesmekte ve hatta yer yer manyetiti i skarn cevher yatakları oluşturmaktadır. Kuvaterner yaşlı yamaç molozu ve alüvyonlarla örtülen Karamadazı plütununun jeolojik-stratigrafik yaşı hakkında yeterli veri bulunmamakla birlikte, bölgesel jeolojik denetirmelerle Üst Kretase-Alt Tersiyer yaşlı olabileceği ileri sürülmektedir. Tipik olarak bimodal karakter gösteren Karamadazı plütunu kuvars diyorit/tonalit ve lökogradit bileşimli kayaçlardan oluşmaktadır. Kuvars diyorit/tonalitlerin mineralojik bileşimi plajiyoklaz (albit-oligoklaz) + kalsik klinoamfibol + kuvars + biyotit + klorit + epidot + apatit + titanit; lökograditlerin mineralojik bileşimleri ise kuvars + K-feldispat + plajiyoklaz + biyotit (bazan biyotit yerine + kalsik klinoamfibol) + klorit + apatit + titanit, minerallerinden oluşmaktadır. Mineralojik ve jeokimyasal verilere göre daima iki farklı topluluk oluşturan kuvars/diyorit ve lökograditlerin, sırasıyla, mafik ve felsik bileşimli iki farklı magma kaynağından türeyebilecekleri; diğer taraftan, hem kuvars diyorit/tonalitlerin ve hem de lökograditlerin, türemiş oldukları magma kaynaklarının oldukça diferansiyasyona uğramış uç üyeleri olabilecekleri ileri sürülmektedir. Bimodal karakter sergileyen Karamadazı plütunu kuvars diyorit/tonalitlerinin K bakımından aşırı derecede fakir, buna karşılık Na bakımından zengin olmaları önemli bir karakteristik olarak değerlendirilmektedir. Bimodal Karamadazı plütunu kayaçlarını oluşturan mafik ve felsik magma kaynaklarının, çarpışma sonrası bir jeotektonik ortamda, manto ve kabuktan türemiş kalkalkali magmaların ileri derecede diferansiyasyona uğramış türlerini temsil edebilecekleri düşünülmektedir. Diğer taraftan, magma(lar)ın evrimi/katılaşması sırasında yankayaç asimilasyonu, asimilasyon-fraksiyonel kristalleşme veya beslenme-fraksiyonel kristalleşme, metasomatizma, vb. süreçlerin gelişip gelişmediğinin aydınlatılabilmesi için tümkayaç REE jeokimyası, mineral kimyasına dayalı jeotermobarometre çalışmaları, mutlak yaş tayini ve izotop jeokimyası çalışmaları gibi bazı ileri jeokimyasal çalışmaların gerçekleştirilmesi önerilmektedir.

Anahtar Sözcükler: Karamadazı, mineraloji, petrografi, jeokimya.

Abstract

The Karamadazı pluton (Yahyalı-Kayseri) constitutes one of the scarcely exposed granitic outcrops in the middle parts of Toros in Turkey. It intrudes the Permo-Trassic marble belonging to Bolkardağ unit by forming some magnetite-type skarn occurrences of which some are economically operated. Although there is no any geological and stratigraphical age evidences about the age of the Karamadazı pluton, just covered by Quaternary debris and

alluvium, a Late Cretaceous to Early Tertiary emplacement age can be proposed on the basis of regional geological correlation. The Karamadan pluton is formed by two different types of rocks of quartz dioritic/tonalitic and Ie uco granitic in composition which led it to be called a typical bimodal pluton. The mineralogical assemblages of the quartz dionites/tonalites and leucogranites consist of plagioclase(albite + oligoclase) + calcic clinoamphibole + quartz ± biotite ± chlorite ± epidote ± apatite ± sphene, and quartz + K-feldspar + plagioclase ± biotite (± calcic clinoamphibole instead of biotite in some samples) ± chlorite ± apatite ± sphene, respectively. Mineralogical and geochemical data, always represent the coexistency of two different magmatic associations composed of quartz diorites/tonalites and leucogranites which are considered to be derived from different mafic and felsic magma sources, respectively. On the other hand, major and trace element geochemistry data also reveal that both of the quartz diorites/tonalites and leucogranites seem to be the highly differentiated derivatives of their discrete magma sources. The extremely depletion in K, and a considerable enrichment in Na is an important characteristic for the quartz diorite/tonalite type of rocks of bimodal Karamadazi pluton. As to the geodynamics, the calc-alkaline mafic and felsic magma sources of the bimodal Karamadazi pluton can be proposed to have been derived from mantle and crust, respectively, in a post-collisional situation. Some advanced geochemical studies such as REE, geothermobarometry based on mineral chemistry, absolute age dating and isotope geochemistry would be appreciated for better understanding of some processes involving assimilation, assimilation-fractional crystallization, replenishment-fractional crystallization and metasomatism during the evolution/solidification of magma source(s) in the petrogenesis of bimodal Karamadazi pluton.

Key Words: Karamadazi, meneralogy, petrography, geochemistry.

GİRİŞ

Toros kuşağının orta kesimlerinde, Aladağlar birliğinin kuzeyinde, Yahyalı-Kayseri yöresinde yüzeylenen Bolkardağ birliğine (Özgül, 1976) ait metasedimentlere sıcak dokanakla sokulum yapan Karamadazi plütönu (Yahyalı-Kayseri) (Şekil 1), tüm Toros kuşağı boyunca ender olarak rastlanan granitoid çıkımlarından (Çevikbaş ve diğ., 1997) birisini oluşturmaktadır. Aynı zamanda ekonomik olarak işletilen manyetit i skarn yataklanmasıyla birlik oluşturan Karamadazi plütönu, ilk kez Oygür ve diğ. (1982) tarafından Kayseri-Yahyalı-Karamadazi ve Kovalı yöresi demir madenlerinin jeolojik incelenmesi çerçevesinde haritalanarak tanımlanmıştır. Oygür ve diğ. (1982), Karamadazi plütönuunun, dıştan içe doğru kuvars-diyorit, granodiyorit ve biyotit-granit bileşiminde kayaçlardan meydana geldiğini belirtmişlerdir. Diğer taraftan, değişik bileşimler gösteren bu kayaçlar arasındaki sınır ilişkilerinin, açık bir şekilde gözlenememekle birlikte, bir tek magma kaynağından itibaren katılma sırasında meydana gelen zonlanma nedeniyle tedrici olduğu ileri sürülmüştür (Oygür ve diğ., 1982).

Karamadazi plütönuunun mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesinin amaçlandığı bu çalışmada, ince kesitlerin alttan aydınlatmalı polar i zan mikroskopta (Nikon Labophot Pol

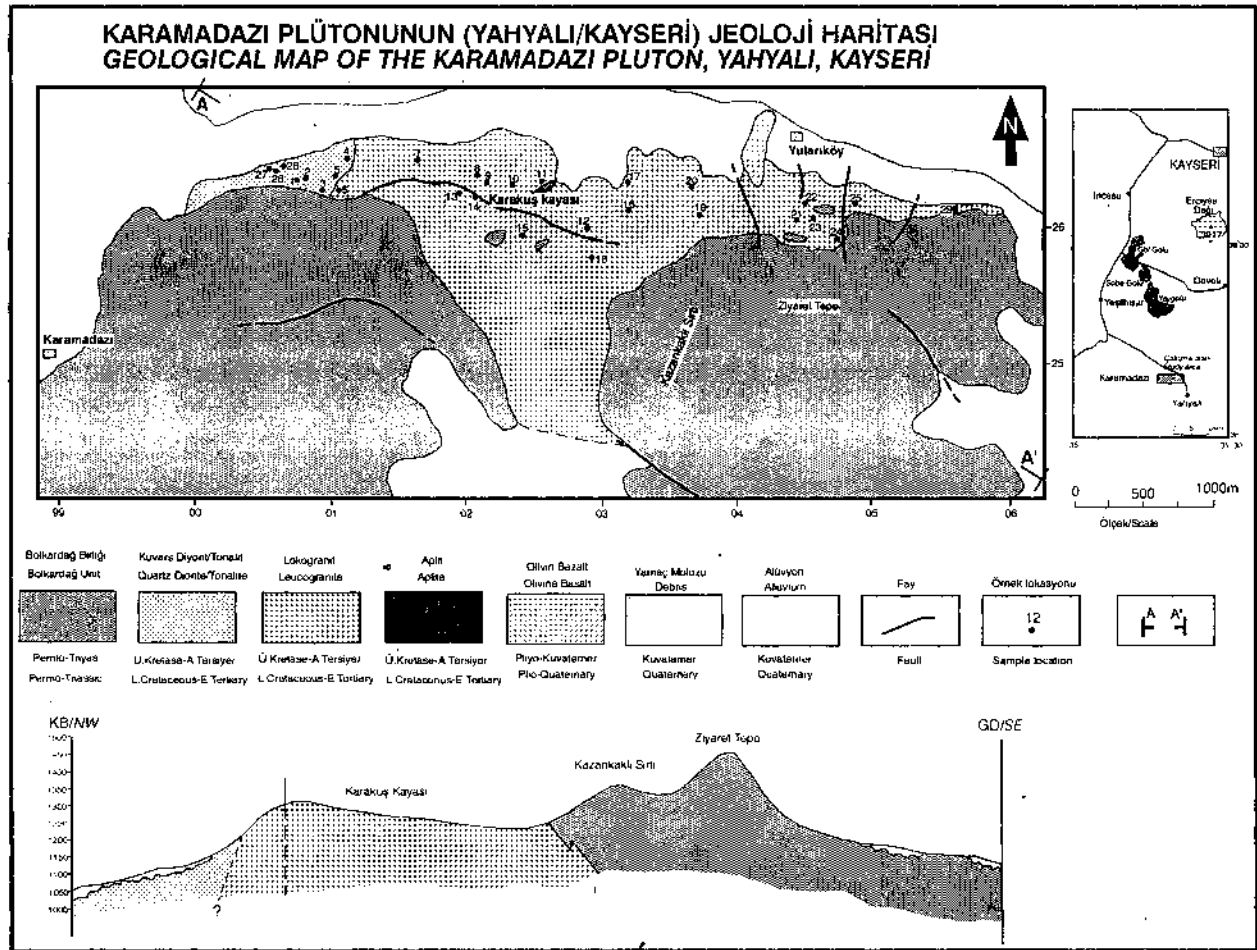
binoküler model) incelenmesine dayalı mineralojik-petrografik çalışmaların (MacKenzie ve Guilford, 1991; Erkan, 1994, 1995; Hibbard, 1995) yanısıra USGS ve CRPG (Govindaraju, 1989) kayaç standartları eşliğinde Rigaku 3270 E-WDS model XRF Spektrometresinde ana ve eser element jeokimyasal analiz çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Jeokimyasal analiz sonuçları NEWPET bilgisayar programında değerlendirilmiştir. Tüm laboratuvar çalışmaları, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Araştırma Laboratuvarlarında (MİPJAL) gerçekleştirilmiştir.

JEOLJİK KONUM

Karamadazi plütönu, inceleme alanında yüzeylenen Toros kuşağının önemli birliklerinden birisi olan Bolkardağ birliğine ait Permo-Triyas yaşlı mermerleri (Oygür ve diğ., 1982) sıcak dokanakla keserek kontakt metamorfik-metasomatik skarn oluşumlarına yol açmıştır (Şekil 1). Hatta bu skarn oluşumlarına eşlik eden ekonomik boyutta manyetit yatakları gelişmiştir. Karamadazi plütönu, arazide, haritalanabilir iki ayrı tür derinlik kayaçlarından oluşmaktadır. Bunlardan birincisi, plütönuunun batı kesimlerinde yüzeylenen ve makro el örneği düzeyinde taneseli dokulu, bol miktarda plajiyoklaz,

amfibol ve kuvars minerallerinden oluşan "kuvars diyoritler/tonalitler", ikincisi ise plütonun hemen hemen tamamını oluşturan ve el örneği düzeyinde sadece kuvars, feldispat ve çok az miktarlarda biyotit pullan içeren "lökogranitler" dir. Diğer taraftan, koyu renkli granitoidler, aynı zamanda, plütonun doğu kesiminde, lökogranitlerin içerisinde haritalanamayacak boyutlarda küçük yüzlekler halinde olmak üzere çıkma vermektedir (KM-25

no'lu tonalit-porfir bileşimli kayaç örneği; Şekil 1). İnceleme alanının doğu kesimlerinde, K-G doğrultuya sahip olan ve uzunluğu yaklaşık 1 km, genişliği ise yaklaşık 200-300 m olan bir olivinli bazalt çıkması Karamadazi plütonu lökogranitlerini keser şekilde yüzelemektedir (Şekil 1). Çalışma alanındaki tüm birimler, Kuvaterner yaşlı alüvyon ve yamaç molozları ile uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 1).



Şekil 1. Karamadazi plütonunun (Yahyalı-Kayseri) jeoloji haritası.
Figure I. Geology map of the Karamadazi pliton (Yahyalı-Kayseri).

Şekil Pde verilen jeoloji haritasından da kolayca görüleceği gibi, Karamadazi plütonu, Permo-Triyas yaşlı Bolkardağ birliğini sıcak dokanakla kesmekte ve Kuvaterner yaşlı alüvyon ve yamaç molozları ile uyumsuz olarak örtülmektedir. Bu nedenle, plütonun yerleşme yaşı hakkında herhangi bir jeolojik-stratigrafik veri bulunmamaktadır. Diğer taraftan, henüz, herhangi bir mutlak yaş tayini yöntemiyle gerçekleştirilmiş radyometrik yaş verisi

de bulunmadığından; sadece, bölgesel jeolojik konum içerisinde benzer konumlu diğer derinlik kayaçlarıyla denştirilerek olası bir jeolojik-stratigrafik yaş önermek mümkündür ki Oygür ve diğ. (1982), Çevikbaş ve Öztunalı (1992), Çevikbaş ve diğ. (1995, 1997) tarafından yapılan çalışmaların topluca değerlendirilmesi sonucunda, Karamadazi plütonunun yerleşim yaşının Üst Kretase-Alt Tersim yer aralığında olabileceği ileri sürülebilmektedir.

MİNERALOJİK-PETROGRAFEK İNCELEME

Karamadazı plütönundan alınan toplam 32 adet kayaç örneğinin ince kesit tanımlaması Çizelge 1 de verilmiştir. Bu çizelgeden de görüleceği gibi, Karamadazı plütönü kayaçlarını kuvars diyoritler/tonalitler ve lökograditler olarak iki alt grupta incelemek mümkündür.

Diğer taraftan, Debon ve Le Fort (1982) tarafından ileri sürülen ve tümkayaç ana element jeokimyası verilerine (Çizelge 2) dayandırılan tanımlama diyagramında da kayaçların iki farklı alanda konumlandıkları göze çarpmaktadır. Bunlardan birincisi

Çizelge 1. Karamadazı plütönü kayaç örneklerinin mikroskopik incelenmesi
Table 1. Microscopical study of rock samples from the Karamadazı pluton.

Kayaç No Sample	Doku Texture	Mineralojik Bileşim Mineralogical Composition	Kayaç Adı Rock name
KM-1	ince taneli/fine grained	q+kl+pl+bi+kl±sf±ap±al	lökogradit/leucogranite
KM-2	orta taneli/medium grained	pl+q+ah+tr/akt+kl±ap±sf	Kuvars diyorit/quartz diorite
KM-2 ₁	ince taneli/fine grained	pl+q+ah+tr/akt+bi+kl±ap±sf	k.diyorit porfir/q.diorite porphy.
KM-3	orta taneli/medium grained	pl+ku+ah+tr/akt±ep±kl±ap±sf	kuvarsdiyorit/quartz diorite
KM-3 ₁	ince taneli/fine grained	pl+q+ah+tr/akt+bi+kl±ap±sf	k.diyorit porfir/q.diorite porphy.
KM-4	orta taneli/medium grained	pl+q+ah+tr/akt±ep±ap±sf	tonalit/tonalite
KM-5	porfirik/porphyritic	pl+q+ah+tr/akt±bi±sf±ap	tonalit porfir/porphyritic tonalite
KM-6	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+pl+kl±ah±bi±ap±sf	lökogradit/leucogranite
KM-6 ₁	ince-orta/fine-medium gr.	pl+q+kl±bi±ah±ap	lökogradit/leucogranite
KM-7	ince-orta/fine-medium gr.	q+pl+kl±bi±ah±ap±sf	lökogradit/leucogranite
KM-8	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+kl+pl±bi±mu±kl	lökogradit/leucogranite
KM-9	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+pl+kl±bi±mu	lökogradit/leucogranite
KM-10	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+pl+kl±bi±sf	lökogradit/leucogranite
KM-11	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+pl+kl±ah±kl±ap±sf	lökogradit/leucogranite
KM-12	ince-orta/fine-medium gr.	q+pl+kl±bi±ap	lökogradit/leucogranite
KM-13	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+pl+kl±bi±ap	lökogradit/leucogranite
KM-14	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+pl+kl±ah±ap±sf	lökogradit/leucogranite
KM-15	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+pl+kl±kl±ap±sf	lökogradit/leucogranite
KM-16	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+pl+kl±bi±kl±sf	lökogradit/leucogranite
KM-17	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+pl+kl±bi±zir	lökogradit/leucogranite
KM-18	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+pl+kl±bi	lökogradit/leucogranite
KM-19	ince-orta/fine-medium gr.	q+pl+kl±ah±ap±sf	lökogradit/leucogranite
KM-20	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+pl+kl±bi±ap±zir	lökogradit/leucogranite
KM-21	ince-orta/fine-medium gr.	q+kl+pl±bi	granofir/granophyre
KM-22	ince-orta/fine-medium gr.	q+kl+pl±bi±kl±sf±ap	lökogradit/leucogranite
KM-23	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+kl+pl±bi±al±sf±ap	lökogradit/leucogranite
KM-24	orta-kaba/medium-coarse gr.	q+kl+pl±bi±ah±ap±sf±al	lökogradit/leucogranite
KM-25	porfirik/porphyritic	pl+ah+tr/akt+q+ap+ep±kl	q.diyorit porfir/q. diorite porphy
KM-25 ₁	ince taneli /fine grained	pl+ah+tr/akt+q+ap+ep±kl	tonalit porfir/tonalite porphy
KM-26	porfirik/porphyritic	pl+q+tr/akt+bi+kl±sf±ap	q.diyorit porfir/q. diorite porphy
KM-27	orta taneli/medium grained	pl+q+ah+tr/akt±ep±ap±sf	kuvars diyorit/quartz diorite
KM-29	orta taneli/medium grained	q+pl+kl±bi±sf±kl	lökogradit/leucogranite

Açıklamalar: ah, aktinolitik hornblend; al, allanit; ap, apatit; bi, biyotit; ep, epidot; kf, K-feldispat; kl, klorit; mu, muskovit; pl, plajiyoklaz; q, kuvars; tr/akt, tremolit/aktinolit; sf, sfen; zir, zirkon.

Explanations: ah, actinolitic hornblende; al, allanite; ap, apatite; bi, biotite; ep, epidote; kf, K-feldspar; kl, chlorite; mu, muscovite; pl, plagioclase; q, quartz; tr/akt, tremolite/actinolite; sf, sphene; zir, zircon.

lökogranitler olup, çoğunlukla adamellit/granit bölgesine düşmektedir (Şekil 2). Debon ve Le Fort (1982), önerdikleri diyagramın adamellit bölgesinin, aslında, Streckeisen (1976) tarafından önerilen tanımlamanın monzogranit bölgesine karşılık geldiğini de belirtmişlerdir. Diğer bir kayaç grubu ise kuvars diyorit bölgesine yakın olmakla birlikte diyagramın tanımlama alanı dışında yer almaktadır (Şekil 2). Bu durumun, aşağıda jeokimyasal inceleme bölümünde de değinileceği gibi, bu kayaçlarda, muhtemelen plajiyoklaz bileşiminden kaynaklanabilecek Na fazlalığından (bkz. Çizelge 2) dolayı diyagramın P parametresinin normalden biraz daha yüksek negatif değerler olarak diyagram dışına taşmasından kaynaklanabileceği düşünülmektedir.

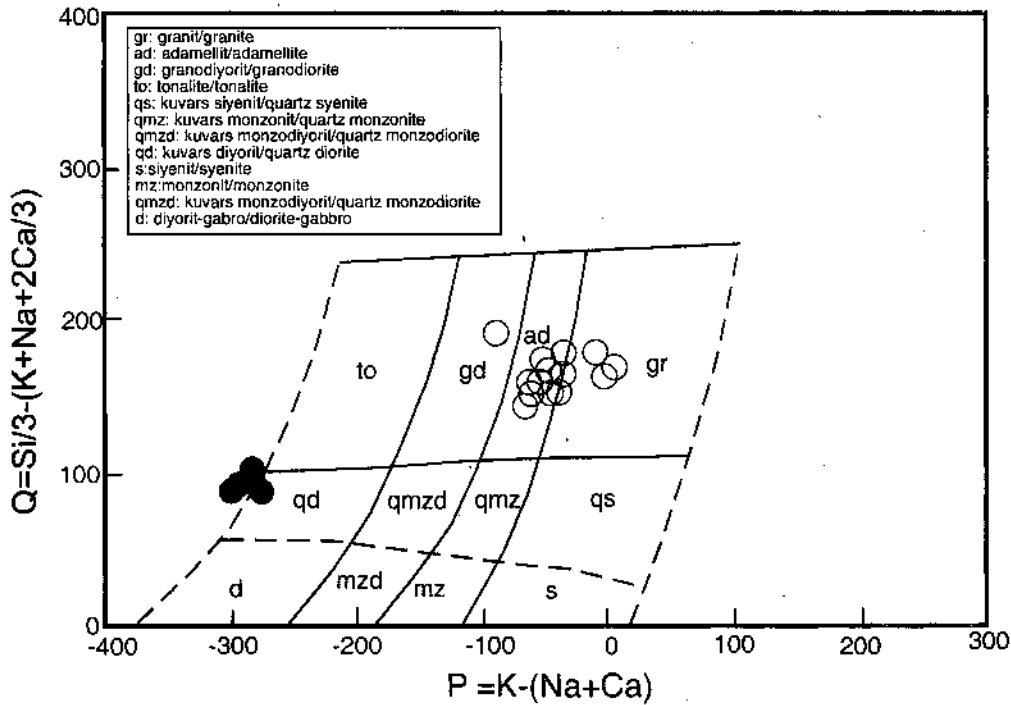
Kuvars Diyoritler/Tonalitler

Daha önce de bahsedildiği gibi, Karamadazi plütununun batısında haritalanabilecek boyutlarda yüzlek veren, doğusunda ise lökogranitlerin içerisinde haritalanamayacak ölçeklerde çıkma veren kayaçlar halinde görülmektedir. Genel olarak

holokristalin-hipidiyomorf taneler dokulu ve orta tane boyuna sahip derinlik kayaçları (KM-2, KM-21, **KM-3**, KM-31, KM-4, KM-5, KM-25₁₅ ve KM-27; bkz. Çizelge 1) olarak görülmekle birlikte zaman zaman da faneritik-porfirik dokulu (KM-25, KM-26; bkz. Çizelge 1) kayaçlar şeklinde görülen kuvars diyoritlerin/tonalitlerin kayaç oluşturu ana bileşenleri plajiyoklaz (albit-oligoklaz) + kuvars + aktinolitik hornblend + tremolit/aktinolit ± biyotit (nadiren sadece bazı kayaç örneklerinde; bkz. Çizelge 1); aksesuar bileşenleri apatit + titanit + zirkon ve ikincil bozunma ürünleri ise serisit + epidot + klorit topluluğundan oluşmaktadır. Kayaç oluşturu ana bileşenlerden bazı amfibol mineraleri yarı özşekilli ve baklava dilimi biçimli, açık yeşil renkli ve belirgin pleokroyizma gösterenleri, özellikle mineral kimyası verileri olmadığından dolayı Hibbard (1995, p. 43) tarafından da belirtildiği gibi aktinolitik hornblend veya kalsik klinoamfibol olarak da tanımlanabilecek özelliklerdedir. Kuvars miktarının azalma veya artmasına bağlı olarak kuvars diyorit veya tonalit olarak isimlendirilmişlerdir (Çizelge 1).

Şekil 2. Karamadazi plütunu kayaç örneklerinin Debon ve Le Fort (1982) kimyasal isimlendirme diyagramındaki konumu. İçi dolu ve boş semboller, sırasıyla, kuvars diyorit/tonalit ve lökogranitleri gösterir.

Figure 2. The plot of rock samples from the Karamadazi pluton in the chemical nomenclature diagram of Debon and Le Fort (1982). Filled and empty circles represent the quartz diorite/tonalite and leucogranites, respectively.



Porfirik dokulu kayaçlar ise benzer şekilde kuvars diyorit porfir veya tonalit porfir şeklinde isimlendirilmişlerdir (Çizelge 1). Kayaçlarda kesinlikle herhangi bir K-feldispat minerali bulunmamaktadır. Plajiyoklaz mineralleri, gösterdikleri tüm optik mineralojik özellikleri (yarı özşekilli, tabii prizmatik biçimli, temiz yüzeyle, polisentetik ikizlenme göstermeyen, nadir olarak zan 1 anma ve basit ikizlenme gösteren bileşenler halindedir) nedeniyle albit-oligoklaz olarak (MacKenzie ve Guilford, 1991; Erkan, 1994) tanımlanmıştır. Diğer taraftan, amfibol mineralleri ise yarı öz şekilli, levhamsı prizmatik biçimli, bazan lifsi-İğnemsı ve hatta fırçamsı biçimli ve tipik olarak açık yeşilimsi

renkli ve pleokroyizma göstermeleri ile aktinolitik hornblend veya aktinolit ve bazan da renksiz veya çok soluk yeşilimsi renkli ve zayıf pleokroyizma göstermeleri nedeniyle tremolit/aktinolit bileşimi, diğer bir deyişle düşük sıcaklık ve basınç koşullarında oluşmuş kalsik klinoamfibol bileşimi sergilemektedir; Aksevar minerallerden apatitin, tüm kuvars diyoritlerde/tonalitlerde oldukça iri bileşenler halinde bulunması, özellikle bazan 2 X 1.5 mm boyutlarında levhamsı prizmatik biçimli bileşenler halinde görülmesi ve titanit minerallerinin ise bazan oldukça bol olarak görülmesi dikkat çekici özellikler olarak değerlendirilmektedir.

Çizelge 2. Karamadazi plütönu tümkayaç örneklerinin ana ve eser element kimyasal analiz sonuçları (ana elementler % ağırlık; eser elementler ppm cinsinden verilmiştir).

Table 2. Major and trace element chemical analyses results of the wholerock samples from the Karamadazi pluton (major and trace elements are given in wt. % and ppm, respectively).

Lökogranitler/ Leucogranites	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	tFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL	Cr	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th
KM-6	74.22	14.94	0.06	0.32	0.01	0.80	0.86	3.31	5.90	0.02	0.04	100.28	34	10	8	41	131	376	226	16	11	68	18	18
KM-7	71.50	14.83	0.05	0.32	0.01	0.57	0.59	3.65	5.86	0.02	0.07	100.47	18	8	9	38	201	167	234	17	18	92	29	28
KM-10	75.07	14.74	0.08	0.16	0.02	0.54	0.74	4.55	4.76	0.02	0.38	101.06	18	9	9	43	268	99	101	20	50	95	54	25
KM-11	72.78	15.72	0.10	0.35	0.03	0.71	1.14	4.53	4.70	0.05	0.11	100.22	9	8	10	43	225	457	152	19	30	115	43	19
KM-14	74.65	14.23	0.05	0.09	0.03	0.56	1.29	3.65	4.91	0.02	0.17	99.65	8	8	10	40	234	274	141	16	29	80	43	21
KM-16	74.15	14.56	0.05	0.47	0.02	0.58	0.72	4.24	4.71	0.02	0.21	99.73	23	7	10	39	244	141	61	18	28	61	42	16
KM-17	73.62	15.20	0.08	0.67	0.03	0.60	0.75	4.61	4.64	0.03	0.27	100.50	17	10	11	41	258	121	58	18	31	77	45	19
KM-18	74.49	15.24	0.10	0.29	0.02	0.57	0.76	4.57	4.60	0.02	0.25	100.91	21	8	10	38	298	129	68	19	26	98	32	23
KM-19	75.47	14.18	0.06	0.09	0.02	0.57	1.33	4.31	3.45	0.02	0.42	99.92	20	13	10	40	285	220	363	17	27	98	33	19
KM-20	74.64	14.35	0.11	0.79	0.04	0.68	0.81	4.17	4.53	0.04	0.16	100.32	13	7	13	45	227	126	68	17	29	88	41	23
KM-22	74.62	14.37	0.05	0.35	0.05	0.61	1.14	3.32	5.44	0.01	0.63	100.59	57	8	6	45	220	139	352	17	42	102	47	24
KM-23	74.38	15.06	0.05	0.17	0.01	0.57	0.82	4.05	5.11	0.01	0.16	100.39	21	11	9	37	183	57	66	18	19	74	30	19
KM-24	73.53	15.40	0.06	0.23	0.02	0.60	0.86	4.21	5.16	0.01	0.50	100.58	22	8	11	38	186	80	68	16	18	70	30	16
KM-29	74.17	15.63	0.06	0.36	0.02	0.59	0.61	4.45	5.04	0.01	0.20	101.14	19	5	14	43	221	31	39	18	26	81	36	23

Kuv. Diy.-Ton./ Q Dio.-Tonaitite	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	tFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL	Cr	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th
KM-2	65.08	15.94	0.46	3.13	0.13	2.63	5.23	5.92	0.26	0.28	0.49	99.55	43	34	10	57	27	143	1213	19	16	223	12	16
KM-3	63.98	15.48	0.54	3.03	0.09	3.28	6.15	5.79	0.21	0.26	0.58	99.39	60	15	7	52	26	177	1359	19	14	229	10	9
KM-4	64.50	16.79	0.51	2.86	0.07	2.89	5.47	5.86	0.20	0.19	0.92	101.26	57	11	8	50	25	155	1455	19	18	266	11	11
KM-25	62.57	18.43	0.55	2.58	0.06	3.70	5.26	5.82	0.34	0.22	0.88	100.41	48	7	36	63	24	144	904	20	12	189	11	7
KM-27	64.86	16.19	0.52	2.73	0.07	2.85	5.41	6.28	0.31	0.22	0.61	100.05	56	15	8	49	30	155	1347	18	16	231	12	8

AK, ateşte kayıp; tFe₂O₃, ferrik demir cinsinden toplam demir oksit değerini gösterir. /LOI and tFe₂O₃ represent loss on ignition and total iron oxide as ferric iron

Lökogranitler

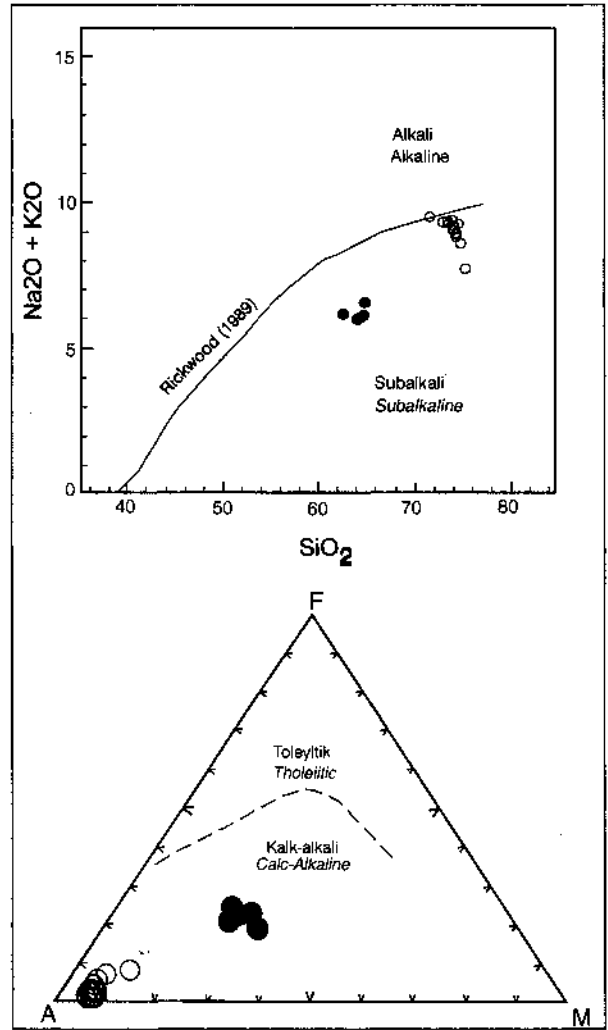
Karamadazı plütunu lökogranitleri, dokusal özellik ve mineralojik bileşim esaslarına göre, başlıca üç alt bölümde incelenebilecek değişik özellikler sergilemektedir. Bunlardan birincisi çoğunluğu oluşturan ve genellikle orta-kaba taneli, holokristalin-hipidiyomorf taneli dokulu ve kayaç oluşturu ana bileşenleri kuvars + ortoklaz + plajiyoklaz \pm biyotit; aksesuar mineralleri apatit + titanit + zirkon + allanit; ikincil bozunma ürünleri ise serisit + klorit minerallerinden oluşan kayaçlardır (KM-61, KM-8, KM-9, KM-10, KM-13, KM-16, KM-17, KM-18, KM-20, KM-21, KM-23, KM-29; bkz. Çizelge 1). Bu kayaç örneklerinden özellikle KM-20 no'lu lökogranit örneğinde iri biyotit pulları içerisinde karakteristik olarak çevresinde pleokroyik hale gösteren zirkon kapaçları gözlenmektedir. İkinci lökogranit grubu ise tipik olarak ince taneli, holokristalin-taneli dokulu ve kayaç oluşturu ana bileşenleri kuvars + ortoklaz + plajiyoklaz \pm biyotit (KM-1j, KM-7, KM-12, KM-22; bkz. Çizelge 1) veya kuvars + ortoklaz + plajiyoklaz \pm aktinolitik hornblend \pm tremolit/aktinolit \pm biyotit (KM-6, KM-19; bkz. Çizelge 1) minerallerinden meydana gelen lökogranit grubudur. Bu lökogranitlerin aksesuar mineral ve ikincil mineral içerikleri birinci grubunkine benzerdir. Üçüncü lökogranit grubu ise tüm özellikleri bakımından birinci grup lökogranitlere benzemekle birlikte, kayaç oluşturu ana bileşenlerinde diğer mineralere ilave olarak \pm aktinolitik hornblend \pm tremolit/aktinolit mineralleri içermesiyle birinci gruptan ayrılmaktadır (KM-11, KM-14, KM-15, KM-24, bkz. Çizelge 1).

Belirtmesinde yarar görülen önemli bir husus, üç farklı dokusal özellik ve mineralojik bileşim gösteren bu lökogranitlerin, arazide, plütun içerisinde sistematik bir dağılımdan ziyade gelişigüzel dağılım göstermeleridir (Şekil 1).

JEOKİMYASAL İNCELEME

Karamadazı plütunu kuvars diyorit/tonalit bileşimli kayaçlarından 5 adet, lökogranit bileşimli kayaçlarından ise 14 adet olmak üzere toplam 19 adet tümkayaç örneğinin ana ve eser element kimyasal analizleri gerçekleştirilmiştir (Çizelge 2). Bu analiz sonuçları magmatik kayaçların kimyasal sınıflandırılması, magma tipinin ve çeşitli jeokimyasal karakteristiklerin belirlenmesi amacıyla değişik diyagramlarda değerlendirilmiştir.

Elde edilen veriler şu şekilde özetlenebilir: Karamadazı plütunu kuvars diyorit/tonalit ve lökogranit bileşimli kayaçları toplam alkalilerin silis içeriğine göre dağılım diyagramında subalkali (Rickwood, 1989) ve AFM üçgen diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) ise kalkalkali özellikler sergilemektedir. Bununla birlikte, lökokratik granitlerin daha fazla diferansiyasyona uğramış oldukları özellikle AFM üçgen diyagramında belirgin bir özellik olarak ortaya çıkmaktadır (Şekil 3).

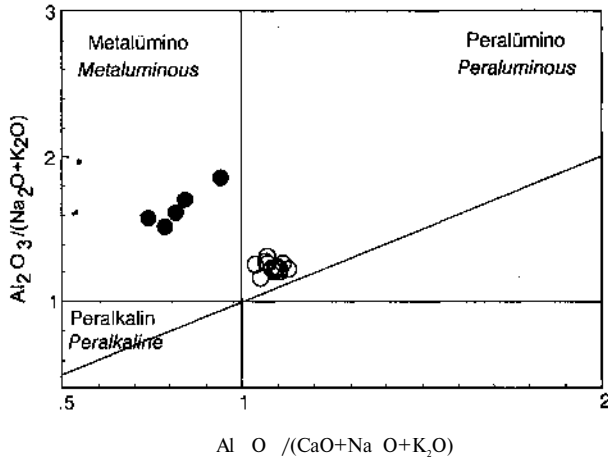


Şekil 3. Karamadazı plütunu kayaç örneklerinin toplam alkaliler-silis diyagramındaki (Rickwood, 1989) ve AFM üçgen diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumu. Diğer açıklamalar için Şekil 2 ye bakınız.

Figure 3. The plot of rock samples from the Karamadazı pluton in total alkalis-silica diagram (Rickwood, 1989) and AFM triangular diagram (Irvine and Baragar, 1971). See Fig. 2 for other explanations.

Benzer şekilde, ilk kez Shand (1947) tarafından önerildiği için Shand indeksi olarak da tanımlanan ve alüminyum satürasyonuna dayandırılan sınıflandırmada da koyu ve açık renkli kayalar iki farklı topluluk göstermekte olup, bunlardan kuvars diyorit/tonalitler metalümino, lökograditler ise peralümino bileşim sergilemektedir (Şekil 4).

Ana element oksit bileşenlerinin SiO_2 içeriğine göre değişimine dayandırılan Harker değişim diyagramlarında da daima kuvars diyorit/tonalit ve lökogradit bileşimli kayaların iki farklı topluluk sergiledikleri açıkça görülmektedir (Şekil 5, 6). Bu diyagramlarda değinilmesinde yarar görülen noktalar özellikle şöyle özetlenebilir. Kuvars diyorit/tonalitler, mafik minerallerden kalsik klinoamfibollerini oldukça bol miktarlarda içermelerinden dolayı TiO_2 , tFe_2O_3 , MnO , MgO , CaO bakımından; oldukça iri apatitleri bol miktarda içermelerinden dolayı da P_2O_5 bakımından zenginleşme gösterirler (Şekil 5). Alkalilerin silise göre değişimine bakıldığında ise, kuvars diyorit/tonalitlerin K-feldispat ve biyotit eksikliğinden dolayı K bakımından oldukça fakir, buna karşılık albit-oligoklaz bileşimli plajiyoklazların bol miktarda bulunmasından dolayı da Na bakımından zengin; lökograditlerin ise tipik olarak K-feldispat ve biyotit minerallerini bol miktarda içermelerinden dolayı K ba-

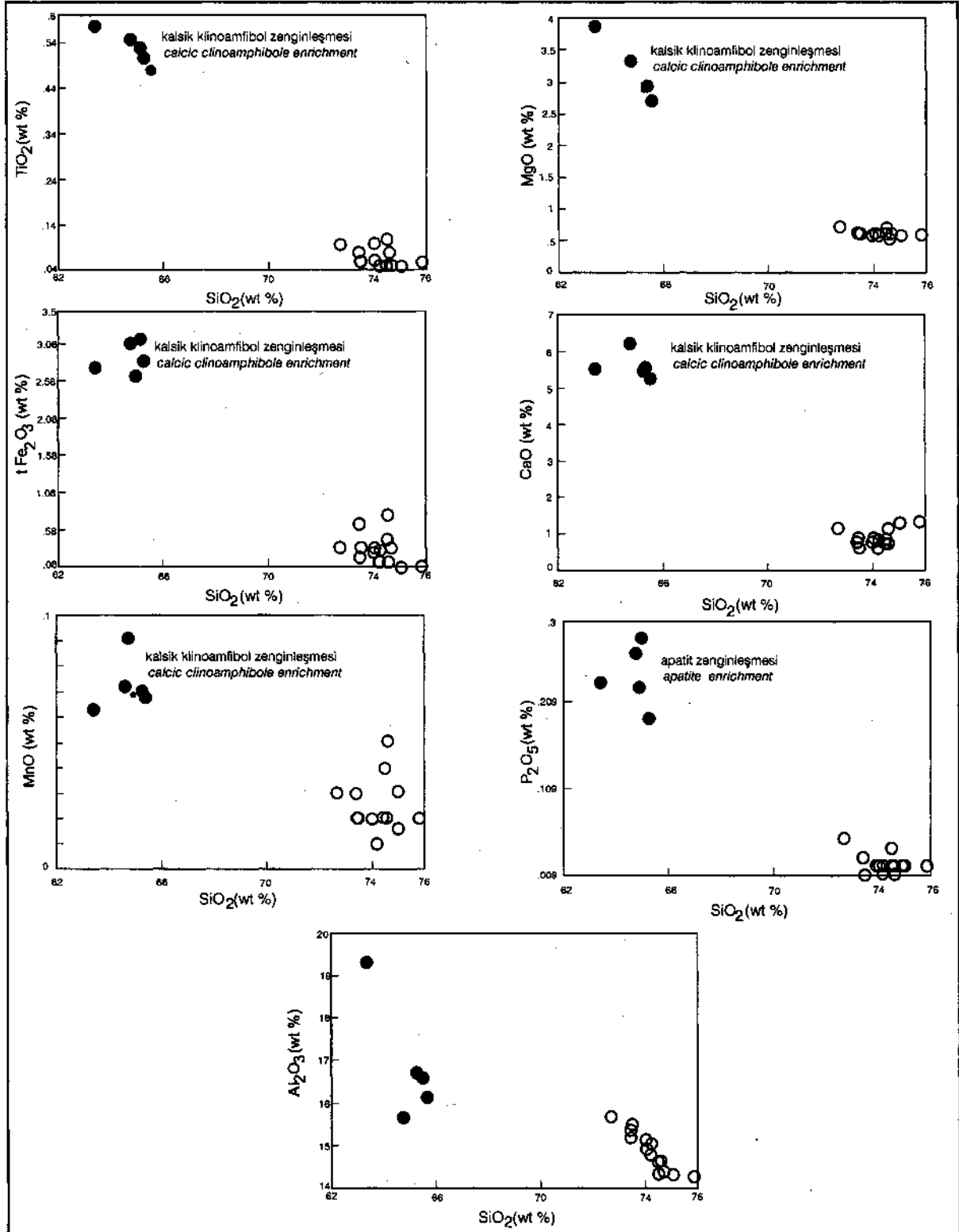


Şekil 4. Karamadazı plütönu kayalar örneklerinin Shand indeksi diyagramındaki (Shand, 1947) konumu. Diğer açıklamalar için Şekil 2'ye bakınız.

Figure 4. The plot of rock samples from the Karamadazı pluton in Shand's index diagram (Shand, 1947). See Fig. 2 for other explanations.

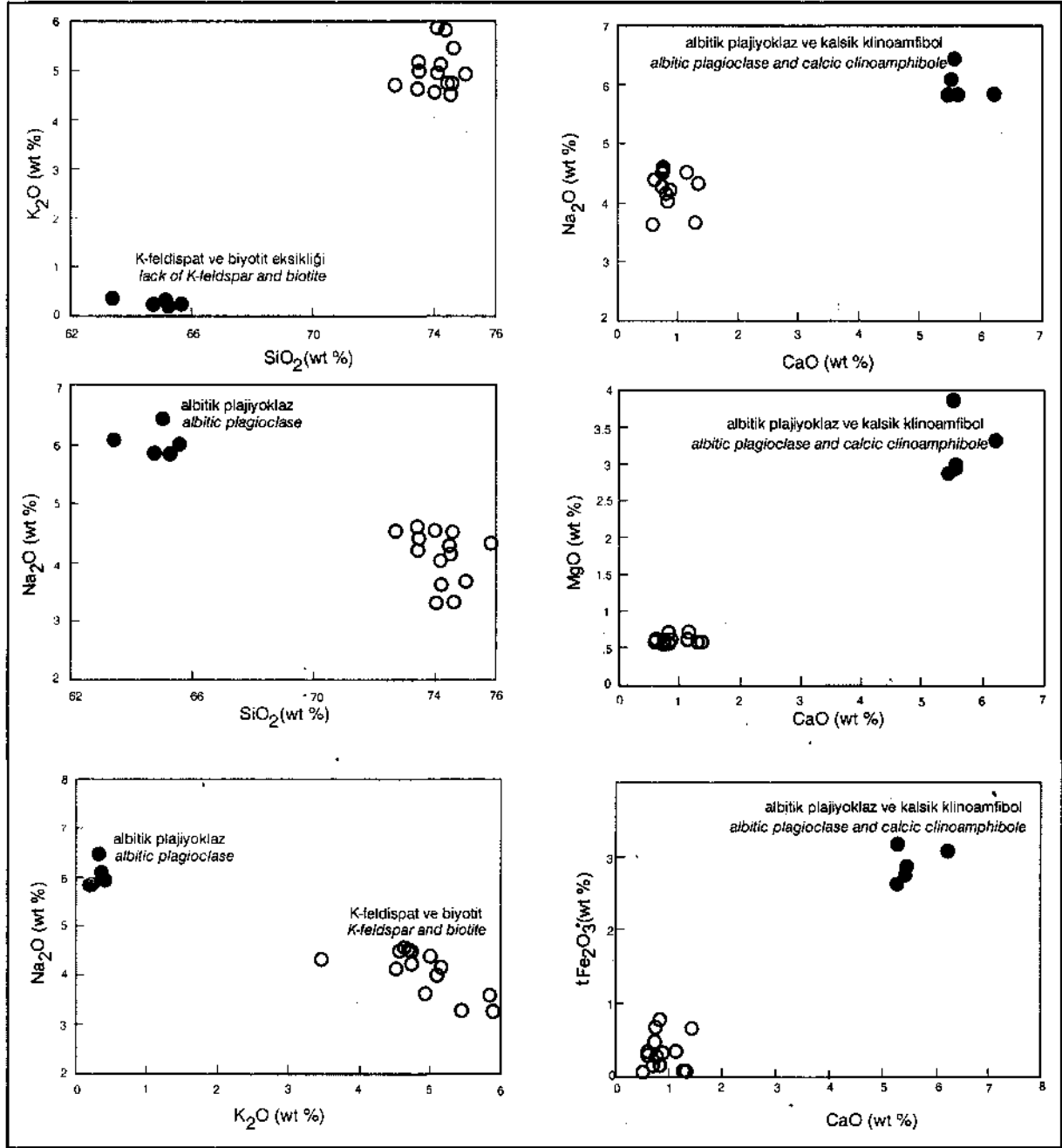
kımından zengin değerler gösterdikleri görülür (Şekil 6). Diğer taraftan, kuvars diyorit/tonalitlerde alkali elementlerden Na'un, toprak alkali elementlerden ise Ca'un aynı anda oldukça yüksek değerlerde görülmesi (bkz. Çizelge 2; Şekil 6 CaO- Na_2O değişim diyagramı), bu kayalarda hem anortitçe zengin hem de albitçe zengin plajiyoklaz varlığını çağrıştırmakla birlikte, CaO içeriğinin MgO ve tFe_2O_3 içerikleri ile birlikte doğru orantılı olarak artış göstermesi (Şekil 6), bu elementlerin hep birlikte kalsik klinoamfibollerin bünyesinde bulunduklarını göstermektedir. Bu durum, zaten optik mineralojik incelemelerle de uyumluluk göstermektedir (bkz. mineralojik-petrografik inceleme).

Karamadazı plütönu tümkayaç örneklerinin eser element analiz sonuçlarından başlıca geçiş metalleri (TM), büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LIL) ve kalıcılığı yüksek elementlerin (HFSE) davranışları çeşitli diyagramlar yardımıyla incelenerek mineralojik-petrografik ve ana element kimyası verilerinden elde edilen bulgularla birlikte değerlendirilmiştir. Geçiş metallerinden Cr ve Cu elementlerinin silis içeriğine göre değişimleri, tıpkı ana element oksit bileşenlerinde olduğu gibi kuvars diyoritler/tonalitler ile lökograditler arasında kolay bir ayırt edici ölçüt olarak ortaya çıkmaktadır. Bu ayırt edilme, her ne kadar geçiş metali özelliğinde olmasa da Zn elementinde de gözlenmektedir (Şekil 7). Diğer bir deyişle, şu ana kadar bahsedilen ve başlıca kuvars diyorit/tonalit ve lökograditlerden oluşan iki farklı kayaç topluluğunun varlığı Cr, Cu ve Zn elementlerinin silise göre değişim diyagramlarında da görülmektedir. Kuvars diyorit/tonalitler, lökograditlere göre Cr, Cu ve Zn içeriği bakımından bağıl olarak daha yüksek değerler göstermektedir (Şekil 7). Büyük iyon yarıçaplı (LIL) elementlerden Rb, Sr ve Ba elementlerinin silise karşı değişimleri incelendiğinde; kuvars diyorit/tonalitlerin Rb bakımından son derece fakir oldukları, buna karşılık Sr bakımından ise oldukça zengin oldukları; bunun tam aksine lökograditlerin ise Rb bakımından zengin, ancak Sr bakımından fakir oldukları görülmektedir (Şekil 8). Bunun nedeni, Rb elementinin jeokimyasal davranış bakımından ana elementlerden K ile ve Sr elementinin ise Ca ile birlik oluşturmasıdır (Mason ve Moore, 1982; Wilson, 1989).



Şekil 5. Karamadazi plütunu kayaç örnekleri ana elementlerinin silise göre Harker değişim diyagramları. Diğer açıklamalar için Şekil 2 ye bakınız.

Figure 5. Harker variograms of some major elements of rock samples from the Karamadazi pluton. See Fig. 2 for other explanations.



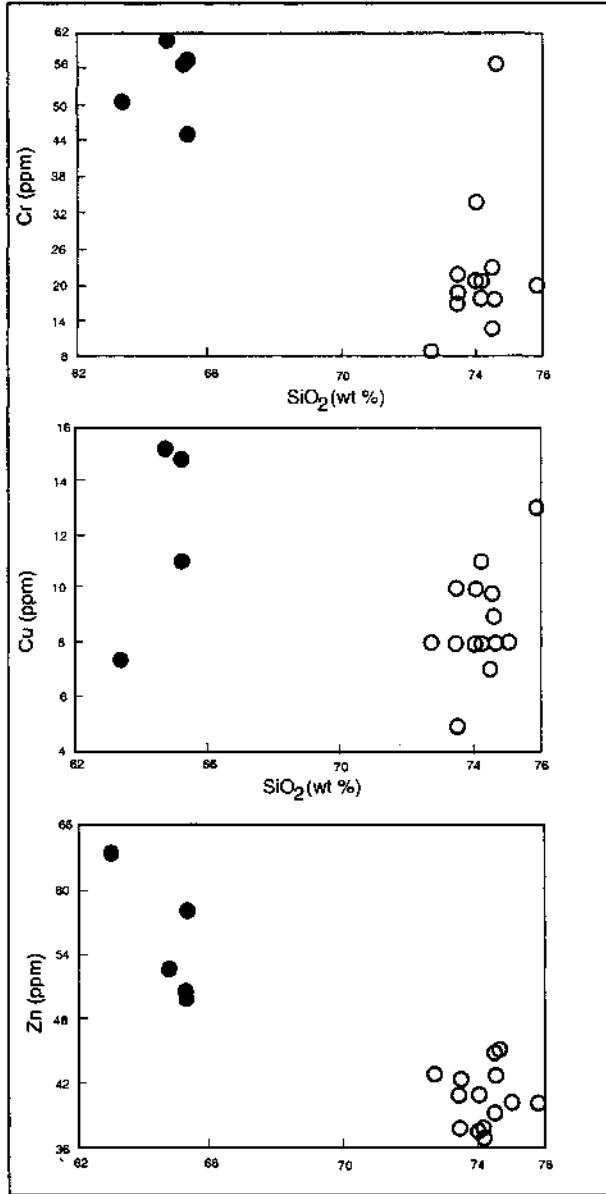
Şekil 6. Karamadazi plütunu kayaç örnekleri ana elementlerinin Harker değişim diyagramları. Diğer açıklamalar için Şekil 2 ye bakınız.

Figure 6. Harker variograms of major elements of rock samples from the Karamadazi pluton. See Fig. 2 for other explanations.

Şekil 6'dan hatırlanacağı ve ayrıca Şekil 8'den de kolayca görülebileceği gibi, kuvars diyorit/tonalitler K bakımından fakir ancak Ca bakımından zengin iken, lökograditler ise K bakımından zengin ancak Ca bakımından fakirdirler. Kuvars diyorit/tonalit bileşimli kayaçlarla lökograditlerin ço-

ğunluğu kabaca benzer Ba içeriğine sahip olmakla birlikte, bazı lökograditler kuvars diyorit/tonalitlerden daha yüksek bir Ba içeriğine sahiptir (Şekil 8). Ba içeriği yüksek olan bu lökograditler incelendiğinde, bunların, kayaç oluşturucu ana bileşen olarak amfibol mineralleri içeren lökograditler olduk-

lan (KM-6, KM-11, KM-14 ve KM-19 no'lu kayaç örnekleri, bkz. Şekil 1, Çizelge 1 ve 2) görülmüştür. Bu kayaçlardaki Ba fazlalığının, bağıl olarak daha yüksek sıcaklıklarda oluşmuş feldispat minerallerinin varlığından (Michael, 1981; Mehnert ve Büsch, 1981) ileri gelebileceği düşünülmektedir.



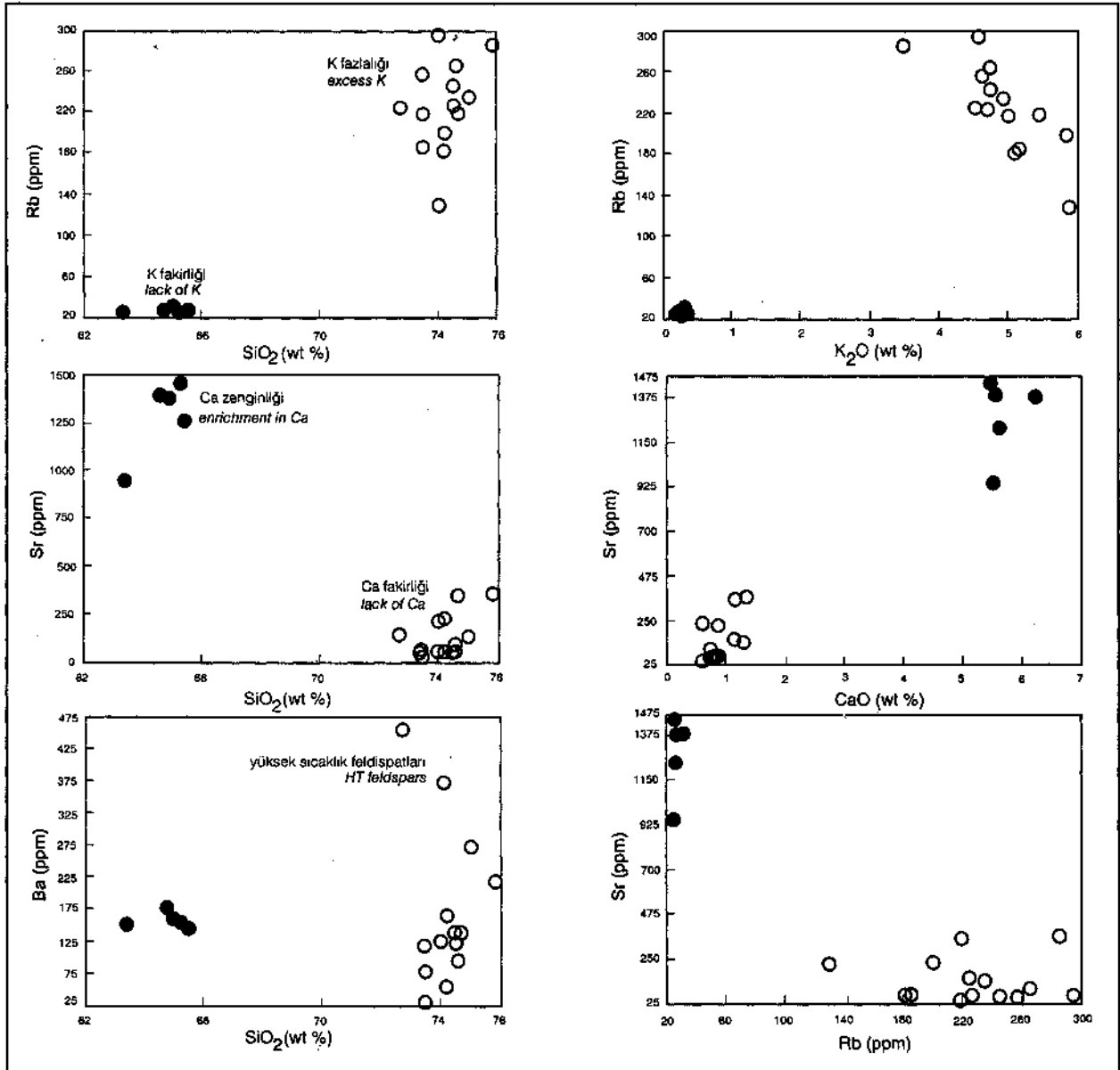
Şekil 7. Karamadazi plütunu kayaç örnekleri eser elementlerinden Cr, Cu ve Zn içeriklerinin silise göre Harker değişim diyagramları. Diğer açıklamalar için Şekil 2 ye bakınız.

Figure 7. Harker variograms of some trace element (Cr, Cu, Zn) versus silica contents of rock samples from the Karamadazi pluton. See Fig. 2 for other explanations.

Şu ana kadar bahsedilen tüm jeokimyasal verilerin ortaya koyduğu kuvars diyorit/tonalit ve lökogradit bileşimli iki farklı kayaç topluluğunun varlığı, kalıcılığı yüksek elementlerden (HFSE) Nb, Y, Th ve Zr elementlerinin jeokimyasal davranışlarıyla da kanıtlanmaktadır. Örneğin, Şekil 9 da, lökograditlerin Nb, Y, Zr ve Th içeriklerinin silise göre değişimi, kıtasal kabuk kökenli ve ileri derecede diferansiyasyona uğramış kayaçlarda görülen dağılıma benzer davranış sergilemektedir. Özellikle Zr ve Th elementlerinin lökogradit bileşimli kayaçlardaki bu tür davranışları Poli ve diğ. (1996) tarafından da gözlenmiştir. Kuvars diyorit/tonalit bileşimli kayaçların HFS element jeokimyası verilerine bakıldığında ise bu elementlerden özellikle Nb, Y ve Th'un düşük değerlerde, Zr'un ise yüksek değerlerde oluşu; bu kayaçların, bazik kökenli bir magma kaynağının kendi içinde diferansiyasyona uğraması sonucu meydana gelmiş olabileceğine işaret etmektedir. Bu değerlendirme, Zr ve Th elementlerinin silise göre değişim diyagramlarındaki davranışlarıyla büyük bir uyumluluk içindedir (Poli ve diğ. 1996). Karamadazi plütunundaki koyu renkli kayaçları oluşturan kuvars diyorit/tonalitler ile açık renkli kayaçları oluşturan lökograditler arasındaki mineralojik ve tümkayaç ana ve eser element jeokimyası farklılıkları, eser elementlerin PRIM'e (primitive mantle, Sun, 1982; Taylor ve McLennan, 1985) göre normalleştirilmiş örümcek diyagramında da açıkça görülmektedir (Şekil 10). Örneğin, lökogradit kayaçlarda, LIL elementlerden Sr ve Ba içeriğindeki bağıl fakirlik ve K ile Rb içeriklerindeki bağıl zenginlik, bu kayaçlardaki feldispatların, kuvars diyorit/tonalitlerdekilere göre daha düşük sıcaklıklarda oluşmuş, Ca bakımından fakir, ancak K bakımından zengin olmalarından kaynaklanmaktadır. Diğer taraftan, lökogradit kayaçlardaki K ve buna bağlı olarak Rb zenginliğinin bir diğer önemli kaynağının da biyotit içeriğinden gelebileceği düşünülmektedir (Mason ve Moore, 1982; Wilson, 1989). Lökogradit kayaçlardaki HFS elementlerden Th'dan Nb ve Zr'a doğru düzgün azalma eğilimi, ve ayrıca yüksek Y içerikleri, bunların, kabuksal kökenli felsik bir magma kaynağından türemiş ve oldukça fraksiyonlanmış kayaçlar olabileceğini göstermektedir (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). Bu ilişki,

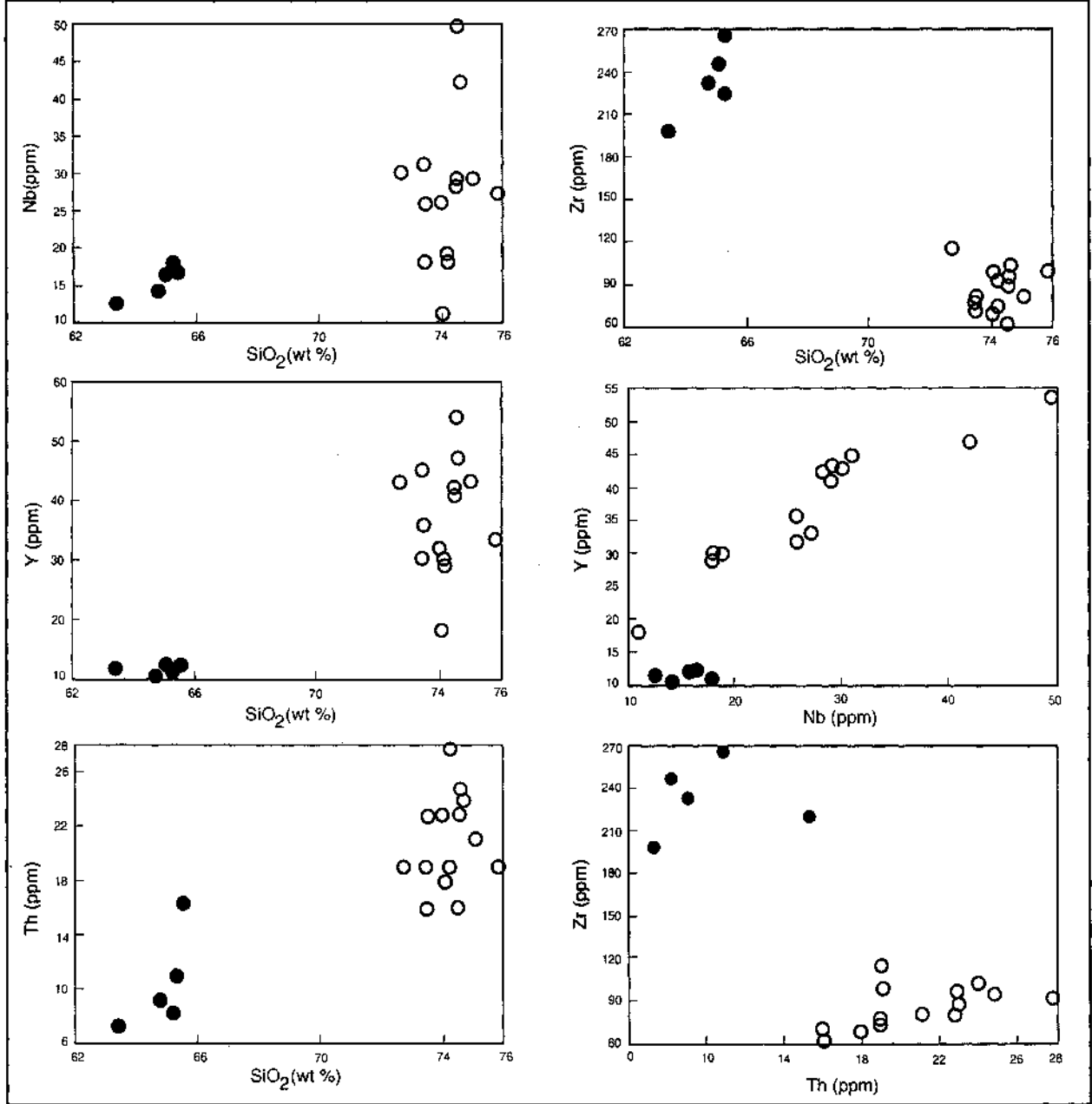
TM elementlerden Ti ve Cr içeriklerindeki bağıl fakirlikle de kanıtlanmaktadır (Şekil 10). Diğer taraftan, kuvars diyorit/tonalit bileşimli kayaların Şekil 10'daki davranışına bakıldığında ise, yukarıdaki değerlendirmelerin tam tersi bir durum ile karşılaşmaktadır. Örneğin, Sr ve Ba elementlerinin bağıl olarak yüksek, ancak K ve Rb içeriklerinin ise bağıl olarak düşük değerlerde olması, bunların feldispatların kısmen daha yüksek sıcaklıklar-

da oluşmuş ve Ca bakımından zengin olduklarını göstermektedir. Diğer taraftan, Th bakımından göze çarpan bağıl zenginlik, bu kayaların oldukça fraksiyonlanmış olduklarını; Nb, Zr ve Y içeriklerindeki fakirlikler ise, bu magmanın kabuksal kökenden ziyade manto kökenli olabileceğini işaret etmektedir. Bu durum, zaten, TM elementlerden Ti ve Cr'un bağıl zenginliğiyle de desteklenmektedir (Şekil 10).



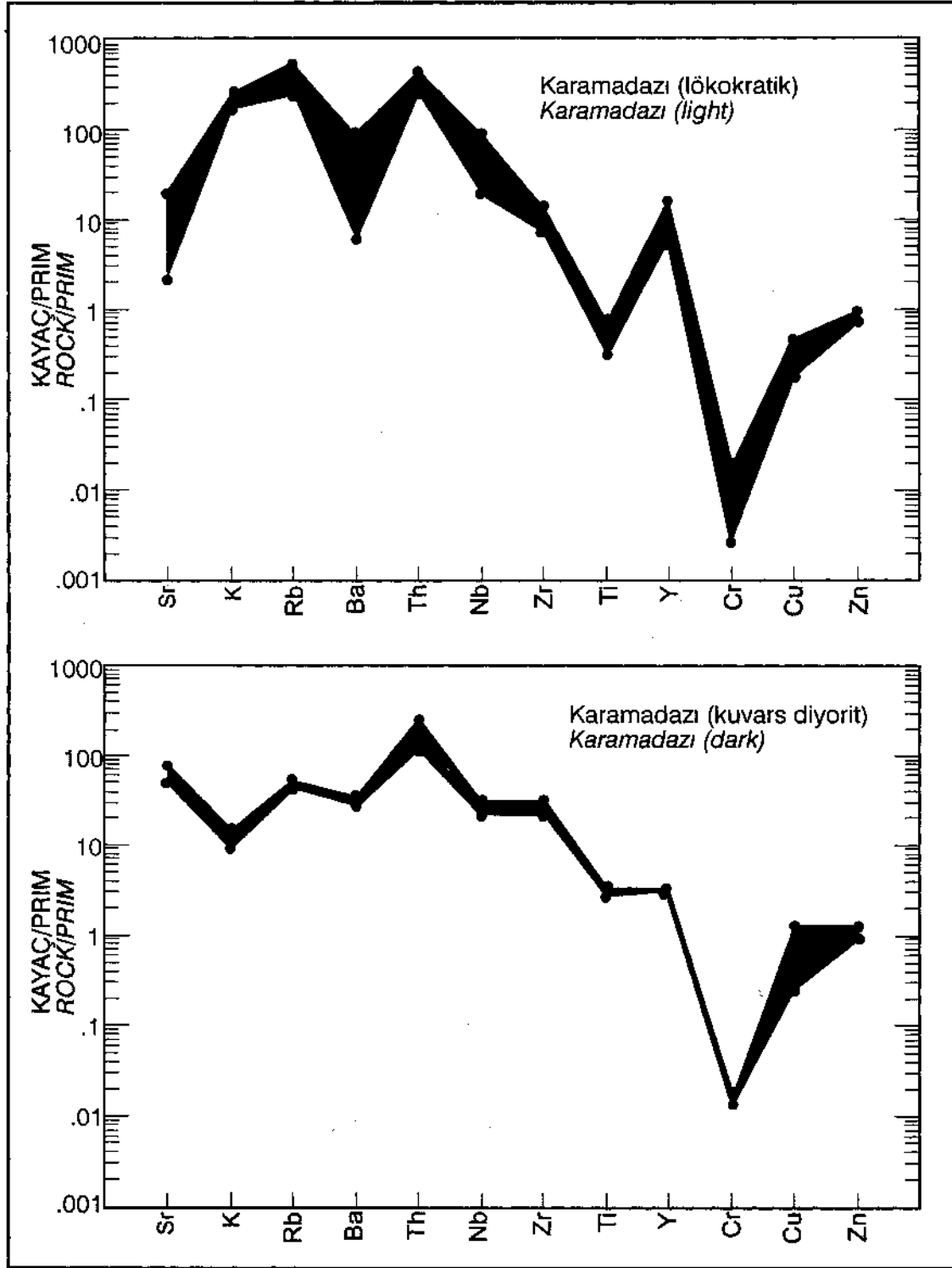
Şekil 8. Karamadaşı plütunu kayaç örnekleri LIL elementlerinin Harker değişim diyagramları. Diğer açıklamalar için Şekil 2 ye bakınız.

Figure 8. Harker variograms of some LIL elements of rock samples from the Karamadaşı pluton. See Fig. 2 for other explanations.



Şekil 9. Karamadazı plütunu kayaç örnekleri HFS elementlerinin Harker değişim diyagramları. Diğer açıklamalar için Şekil 2 ye bakınız.

Figure 9. Harker variograms of some HFS elements of rock samples from the Karamadazi pluton. See Fig. 2 for other explanations.

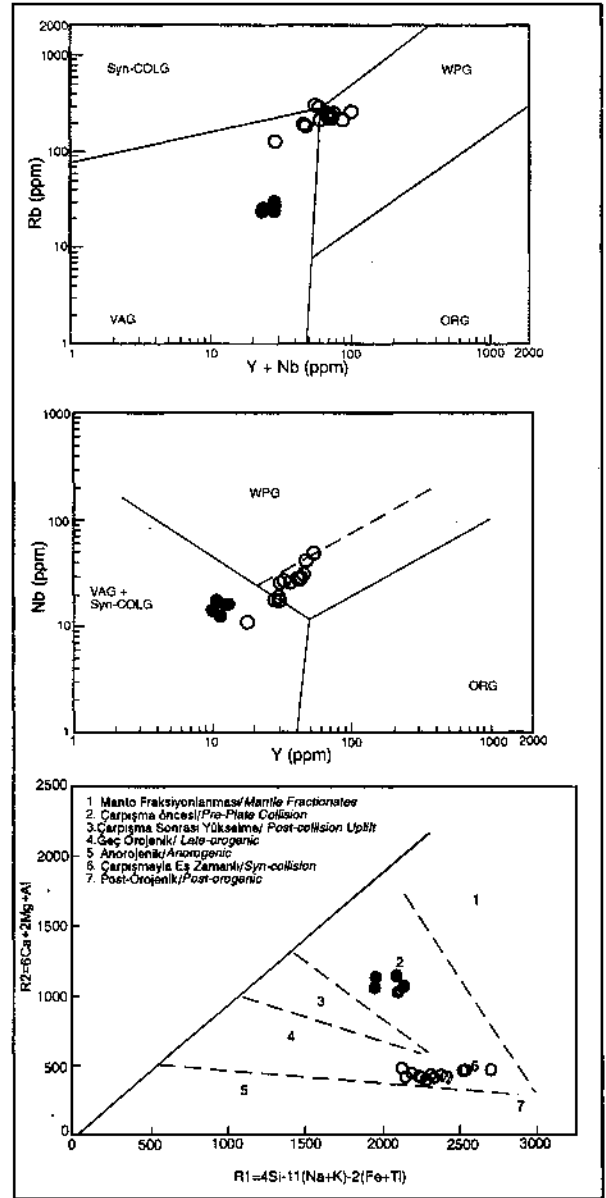


Şekil 10. Karamadazi plütünü Jtayaç örneklerinin kayaç/PRIM örümcek diyagramı (Ti, Cr, Cu ve Zn gibi geçiş metallere normalleştirme değerleri Sun, 1982; diğer elementlerinkiler ise Taylor ve McLennan, 1985'ten alınmıştır).

Figure 10, Rock/PRIM spider diagram of rock samples from the Karamadazi pluton (the normalization values of transitional metals such as Ti, Cr, Cu and Zn have been taken after Sun, 1982; those of others after Taylor and McLennan, 1985).

PETROJENETİK YORUM

Hem mineralojik-petrografik hem de jeokimyasal bileşimle ortaya konulan bimodal (kuvars diyorit/tonalit ve lökogradit beraberliği) karakter, tipik olarak çarpışma sonrası ortamlarda gelişen ve mantodan türemiş mafik magma kaynağı ile bu magmanın kabuğa enjeksiyonu veya kabuk boyunca diyapirik olarak yükselmesi sırasında kabuğu da eriterek oluşturduğu eşyaşlı felsik magma birliğliğini çağrıştırmaktadır. Karamadazı plütunu lökograditlerinin, Pearce ve diğ. (1984) tarafından önerilen eser element jeotektonik diskriminant diyagramlarından Rb - Y+Nb diyagramında tipik olarak VAG - syn-COLG - WPG üçlü noktasında ve Nb-Y diyagramında ise WPG bölgesinde (Şekil 11), Batchelor ve Bowden (1985) R1-R2 diyagramında ise çarpışmayla eş zamanlı bölge ile geç orojenik bölgenin ileri derecede diferansiyasyonlanmış felsik uç üyelerinin yer aldığı bölgede konumlanması (Şekil 11), bu kayaçların, zaten, çarpışmaya bağlı kabuk kalınlaşması rejimi ile ilgili magmatizmadan türemiş olabileceklerini göstermektedir. Diğer taraftan, kuvars diyorit/tonalitlerin ise Şekil 1 Pde verilen diyagramların yay magmatizması bölgelerinde konumlanması, muhtemelen, çarpışma sonrası mantodan türemiş kalk'alkali magmatizmanın karakterinden kaynaklanmaktadır. Çarpışma sonrası ortamda mantodan türemiş kalkalkali magmatizmanın mineralojik-petrografik ve jeokimyasal karakteristiklerinin yay magmatizmasına benzerliği konusu ilk kez Pearce ve diğ., (1984) tarafından belirtilmiş olup, Çevikbaş ve diğ. (1995) tarafından Horoz plütununun (Ulukışla-Niğde) incelendiği çalışmada ayrıntılı şekilde verilmiştir. Sonuç olarak, Karamadazı plütununun, mantodan türemiş mafik bir magmanın kendi içerisinde diferansiyasyonu sonucunda gelişen kuvars diyorit/tonalit bileşimli kayaçlarla, tamamen kabuksal malzemeden türemiş bir magmanın ileri derecede diferansiyasyonu sonucu oluşmuş lökogradit bileşimli kayaçları içeren bimodal karakterli bir sokulum olduğu ileri sürülebilmektedir.



Şekil 11. Karamadazı plütunu kayaç örneklerinin eser element jeotektonik diskriminant diyagramlarındaki (Pearce ve diğ., 1984) ve R1-R2 diyagramındaki (Batchelor and Bowden, 1985) konumu. Syn-COLG, çarpışmayla eş zamanlı granitler; WPG, levha içi granitler; VAG, volkanik yay granitleri; ORG, okyanus sırtı granitleri. Diğer açıklamalar için Şekil 2 ye bakınız.

Figure 11. The plot of rock samples from the Karamadazı pluton in trace elements geotectonic discriminant diagrams of Pearce et al. (1984) and in R1-R2 diagram of Batchelor and Bowden (1985). Syn-COLG, syn-collisional granites; WPG, within-plate granites; VAG, volcanic arc granites; ORG, ocean ridge granites. See Fig. 2 for other explanations.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Orta Toros kuşağında- oldukça ender olarak yüzeylenen granitik kayaç çıkımlarından birisini oluşturan bimodal karakterli Karamadazı plütünü, farklı magma kaynaklarından türemiş kuvars diyorit/tonalit ve lökogradit bileşimli kayaçlardan oluşmaktadır. Kuvars diyorit/tonalit bileşimli kayaçların tipik olarak K bakımından aşırı derecede fakir (Debon ve Le Fort, 1982 tarafından önerilen ortalama K₂O miktarı kuvars diyorit için % 1.39, tonalit için ise % 1.67 dir; bu değerleri Çizelge 2 ile karşılaştırınız), buna karşılık Na bakımından oldukça zengin (Debon ve Le Fort 1982 tarafından önerilen ortalama Na₂O miktarı kuvars diyorit için % 3.08, tonalit için ise %3.32 dir; bu değerleri Çizelge 2 ile karşılaştırınız) olmaları dikkat çeken bir özellik olarak değerlendirilmektedir. Diğer taraftan, bazı lökogradit örneklerinin kuvars diyorit/tonalitlere benzer şekilde kalsik klinoamfibol içermeleri ve bu kayaç örneklerinin Ba içeriği bakımından bağıl olarak zengin olmaları (ve bu nedenle kısmen daha yüksek sıcaklıklarda oluşmuş feldispat mineralleri içermesi olasılıkları) da belirtilmesi gereken önemli bir özellik olarak görülmektedir.

Bimodal karakterli Karamadazı plütünü eldeki mevcut verilerle değerlendirildiğinde, tüm özellikleri itibarıyla, çarpışma sonrası ortamda gelişen ve eş yaşlı mafik ve felsik magmaların etkileşimi sonucu oluşan bimodal karakterli Horoz (Ulukışla-Niğde) plütününa (Çevikbaş ve diğ., 1995) benzerlik göstermektedir. Horoz plütününda, eş yaşlı mafik ve felsik magma kaynakları arasında her türlü etkileşim tipi (magma mingling/magma mixing, mafik mikrogranüler enklavlar, mafik dayklar, vb.) açık ve belirgin bir şekilde gözlenirken Karamadazı plütününda bu tür jeolojik oluşuklar gözlenememiştir. Bu nedenle, Karamadazı plütününu oluşturan kuvars diyorit/tonalitler ile lökograditlerin eş yaşlı olup olmaması konusunda elde yeterli veri olmamakla birlikte, plütününa doğu kesimlerinde, lökograditler içerisinde, 1/25.000 ölçekte haritalanamayacak boyutlarda kuvars diyorit/tonalit bileşimli kayaçlar yüzeylenmektedir. Mostranın yeterli derecede açık olmaması nedeniyle, bu kayaçların bir damar kayacı konumunda mı, yoksa eş yaşlı

magma etkileşim (magma mingling) ürünü mü oldukları aydınlatılamamıştır. Diğer taraftan, bimodal karakterli Karamadazı plütününaındaki kuvars diyorit/tonalit bileşimli kayaçların K bakımından fakir, Na bakımından zengin olmaları ve ayrıca bazı lökograditlerin de kuvars diyorit/tonalitlere benzer şekilde kalsik klinoamfibol içermeleri, magma(lar)ın evrimi/katılmasında sırasında yankayaç asimilasyonu (A), asimilasyon-fraksiyonel kristallenme (AFC) veya beslenme-fraksiyonel kristallenme (RFC), metasomatizma, vb. süreçlerin gelişip gelişmediğinin de araştırılmasını gerekli kılmaktadır. Tüm bu petrolojik-petrojenetik problemlerin aydınlatılabilmesi için tümkayaç REE jeokimyası, mineral kimyasına dayalı jeotermobarometre çalışmaları, mutlak yaş tayini ve izotop jeokimyası çalışmaları önerilmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından kısmen desteklenmiştir.

EXTENDED SUMMARY

The Karamadazı pluton, intruding the Permian-Triassic metasediments of Bolcardağ unit outcropping in the Yahyah-Kayseri area, constitutes one of the granitoid exposures which are scarcely found in all the Toride belt, S Turkey. The only geological and stratigraphical data to date this pluton is the metasediments cut by pluton, and Quaternary alluvium covering it. However, it is suggested to have an age of sometimes around Late Cretaceous to Early Tertiary by considering the regional geological correlation. It is also associated with some skarn type of iron mineralization. The Karamadazı pluton have been subdivided into two subgroups on the basis of mineralogical-petrographical and geochemical criteria that (I) dark colored quartz diorites/tonalites and (II) light colored leucogranites. The quartz diorites/tonalites, representing medium-sized granular texture, consist mainly of plagioclase (albite-oligoclase) + quartz + actinolitic hornblende + tremolite/actinolite + biotite. The accessory constituents comprise apatite + sphene + zircon minerals. The secondary

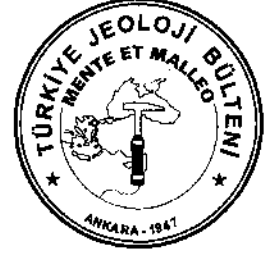
alteration products are composed essentially of sericite and chlorite assemblage. Some apatite minerals can be seen as large crystals attaining up to 2 X 1.5 mm in size, and also some rocks contain much more sphene minerals. The leucogranites of the Karamadazi pluton can be studied under three distinct subtypes on the basis of textural feature and mineralogical composition. The first subtype, showing a medium to coarse grained texture, is composed of quartz + K-feldspar + plagioclase ± biotite. The accessory minerals are made up of apatite + sphene + zircon + allanite. Some biotites typically include some euhedral zircon inclusions with a well-preserved pleochroic haloes. The rocks of second subtype just differ from those of first subtype by including some small amount of actinolitic hornblende and tremolite/actinolite minerals, and by showing a fine grained texture. As to the rocks of third subgroup, they represent medium to coarse grained texture and include some small amount of amphibole minerals. Both of the dark and light colored rocks of the Karamadazi pluton reveal a highly evolved subalkaline and calcalkaline composition. Apart from this compositional feature, the dark and light colored rocks of this pluton always represent different geochemical characteristics , e.g. the dark and light rocks exhibit metaluminous and peraluminous character, respectively. All the major and trace element Harker variograms versus silica content clearly indicate the existence of two different magma sources from which the dark and leucocratic rocks were derived. The dark colored quartz diorites/tonalites are observed to be enriched in Na and Ca which can be related to sodic plagioclase and calcic clinoamphibole minerals. On the contrary, the leucocratic granites have high content of K due presumably to biotite and K-feldspar contents in mineralogy. Similar to those of major element data, the trace element geochemistry also show two different magma sources in both of the Harker variograms and PRIM normalized spider diagrams. The LDL, TM and HFS type of trace elements represent that the dark colored quartz diorites/tonalites and light colored leucogranites have been derived from a mantle-derived mafic and a crustal-derived felsic magmas.

The wolerock major and trace element geochemistry data also indicate that both of the magma sources of two different rock groups have been highly evolved during solidification. Altogether evaluation of the mineralogical and geochemical data in the light of regional geological setting may suggest such a geodynamics for the genesis of the Karamadazi pluton. The mafic magma source can be the part of an underplating mafic magma which may also cause to yield a felsic magma source during the injection or bonding into lower crust in a post-collisional geodynamic context. Such a petrogenetic proposal may be considered to explain the coexistence of dark and light colored intrusives with distinct mineralogy, geochemistry and genesis in the same pluton, i.e. the bimodality of the Karamadazi pluton.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Batchelor, B. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48,43-55.
- Çevikbaş, A. ve Öztunalı, Ö., 1992. Ulukışla-Çamardı (Niğde) Maestrihtiyen sonrası çökel havzasının jeolojisi. *M.T.A. dergisi* 114, 155-172.
- Çevikbaş, A., Boztuğ, D., Demirkol, C, Yılmaz, S., Akyıldız, M., Açlan, M., Demir, Ö. ve Taş, R., 1995. Horoz plütununun (Ulukışla-Niğde) oluşumunda dengelenmiş hibrid sistemin mineralojik ve jeokimyasal kanıtları. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 10, 62-77.
- Çevikbaş, A., Boztuğ, D., Demirkol, C, Yılmaz, S. ve Akyıldız, M., 1997. Bolcardağlar, Aladağlar ve Niğde masifinde kabuk kalınlaşması ve Ulukışla-Çamardı baseninde riftleşme ile ilgili plütunların karşılaştırmalı incelenmesi, Orta Toroslar, Türkiye. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Adana, 30 Nisan - 3 Mayıs 1997, Bildiri Özleri, s. 37-38.

- Debon F., and Le Fort, P., 1982. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth sciences, 73, 135-149.
- Erkan, Y., 1994. Kayaç Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskopta İncelenmeleri TMMOB Jeoloji Mühendisliği Odası Yayınları, Ankara, 405 s.
- Erkan, Y., 1995. Magmatik Petrografi. Hacettepe Üniversitesi. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Ders Notları, Beytepe, Ankara, 169 s.
- Govindaraju, K., 1989. 1989. Compilation of working values and sample description for 272 geostandards. Geostandards Newsletter, 13, 1-113.
- Hibbard, M. J. 1995. Petrography to Petrogenesis. Prentice Hall, 587 p.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.
- Mason, B. and Moore, C. B., 1982. Principles of Geochemistry. John Wiley and Sons, Hong Kong, 344 p.
- MacKenzie, W. S., and Guilford, C., 1991. Atlas of Rock Forming Minerals in Thin Section. John Wiley and Sons, Hong Kong, 98 p.
- Mehnert, K. R. and Büsch, W., 1981. The Ba content of K-feldspar megacrysts in granites: A criterion for their formation. Neues Jahrbuch für Mineralogisches Abhandlungen, 140, 221-252.
- Michael, P. J., 1981. Barium zonation in orthoclase: implications for crystallization and differentiation of granite. Transactions of American Geophysical Union, 62, 4383.
- Oygür, V., Yurt, M. Z., Yurt, F. ve Sarı, L., 1982. Kay. serii-Yahyalı-Karamada ve Kovalı yöresi demir madenleri jeoloji raporu. M.T.A. Arşiv No: 6609/1,2,3,4.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 31, 23-28.
- Pearce, J. A., Harris, B. W. and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25, 956-983.
- Poli, G., Tommassini, S. and Haliday, A. N., 1996. Trace element and isotopic exchange during acid-basic magma interaction processes. Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences, 87, 225-232.
- Rickwood, P. C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22, 247-263.
- Rollinson, H. R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, John Wiley and Sons, New York, 352 p.
- Shand, S. J., 1947. Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore Deposits, With a Chapter on Meteorites. Thomas Murby, London, 3rd. Ed. 488 p.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sciences Reviews, 12, 11-33.
- Sun, S.S., 1982. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46, 179-192.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis, Urwin Hyman, London, 456 p.



Dikme Miyosen Havzasının (KD Aladağlar)
Sedimentolojik İncelemesi
Sedimentary Analysis of the Miocene Dikme Basin
(NE Aladağ Mnt.)

Faruk OCAKOĞLU

Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 26030 Bademlik- Eskişehir
e-posta: focak@ogu.edu.tr

Öz

Doğu Toros dağlarının zirvesini oluşturan Aladağların kuzeydoğusunda, bugünkü Adana havzası çökellerinden en az 40 km kuzeyde ve yer yer deniz seviyesinden 1900 m yükseklerde yüzeyleyen Miyosen yaşlı istiflerin sedimentolojik analizi yapılmış ve bu çökellerin içinde bulunduğu havza Adana havzasıyla ilişkilendirilmeye çalışılmıştır.

Ölçülü kesitler yardımıyla sağılardan sedimanter yapı özellikleri, tane bileşimi, dokusal özellikler ve paleoakıntı yönü verileri incelenen sedimanların Dikme havzası adı verilen, özgün depolanma desenine sahip bir havzada çökeldiklerini göstermektedir. Havza KD gidişli, 15 km genişliğinde bir tek graben görünümünde ise de, ikincil fay kontrollü havza içi engebeleri de içerir. Havza dolgusunun ortamsal yorumu KB ve D havza kenarlarının genellikle kohezyonsuz moloz akması ve örtü akışlarının baskın olduğu aluviyal yelpazelerden oluştuğunu göstermektedir. Her iki kenar sistemi havza ortasına doğru yaygın taşkın düzlüklerini ve geçici gölleri kapsayan, ve genel olarak güneye akaçlanan bir çakıllı akarsu sistemine geçerler. Bu akarsu sistemi kuzeyde Karaköy civarında yer yer 20 m kalınlığa ulaşan bir piroklastik istifi, güneyde ise oldukça sınırlı bir alanda Langiyen yaşlı ince bir denizel seviyeyi içerir.

Sedimentolojik çalışmalar temelinde yapılan paleocoğrafik değerlendirmeler Adana ve Dikme havzalarının sedimanter depolanma desenlerinin birbirlerini tamamladığını, başka deyişle Miyosen'de Adana havzasının Dikme bölgesine kadar yayıldığını ve hatta, bu büyük havzanın kuzeyde Bakırdağ'a (Orta Anadolu Volkanik alanına) doğru da uzandığını göstermektedir.

Anahtar Sözcükler: Adana havzası, aluviyal yelpaze kompleksi, Dikme havzası, Miyos'en, Doğu Toroslar

Abstract

Sedimentary analysis of a well-preserved Miocene area at altitudes as high as 1900 m in the eastern Taurides (NE Aladağ mountains) was carried out in this study. A try correlation with the Adana basin that currently situated 40 km in the south was also aimed.

In the light of gravel composition, sedimentary textures and structures, and paleocurrent data, the sediments studied were interpreted to have been deposited in the Dikme basin with a characteristic infill architecture. Although it has a prominent unique graben shape of 15 km long with a northeast trend, several intrabasinal fault-controlled

relief occurred as well. The basin was filled from its NW and E margins by debris flow and sheet flow dominated alluvial fan complexes that gradually pass mud-bearing central gravelly alluvial river system. Within this fluvial system, a local coarse pyroclastic level in the north (around Karaköy) and a Langian aged thin marine interval in the very south (around Taştekné) occurs:

The palaeogeographic evaluations rooted from sedimentary environmental interpretations suggest that sedimentary patterns of the Adana and Dikme basins complete each other forming a larger Adana basin thence, and this larger basin extends northwards towards the eastern Central Anatolian Volcanic realm.

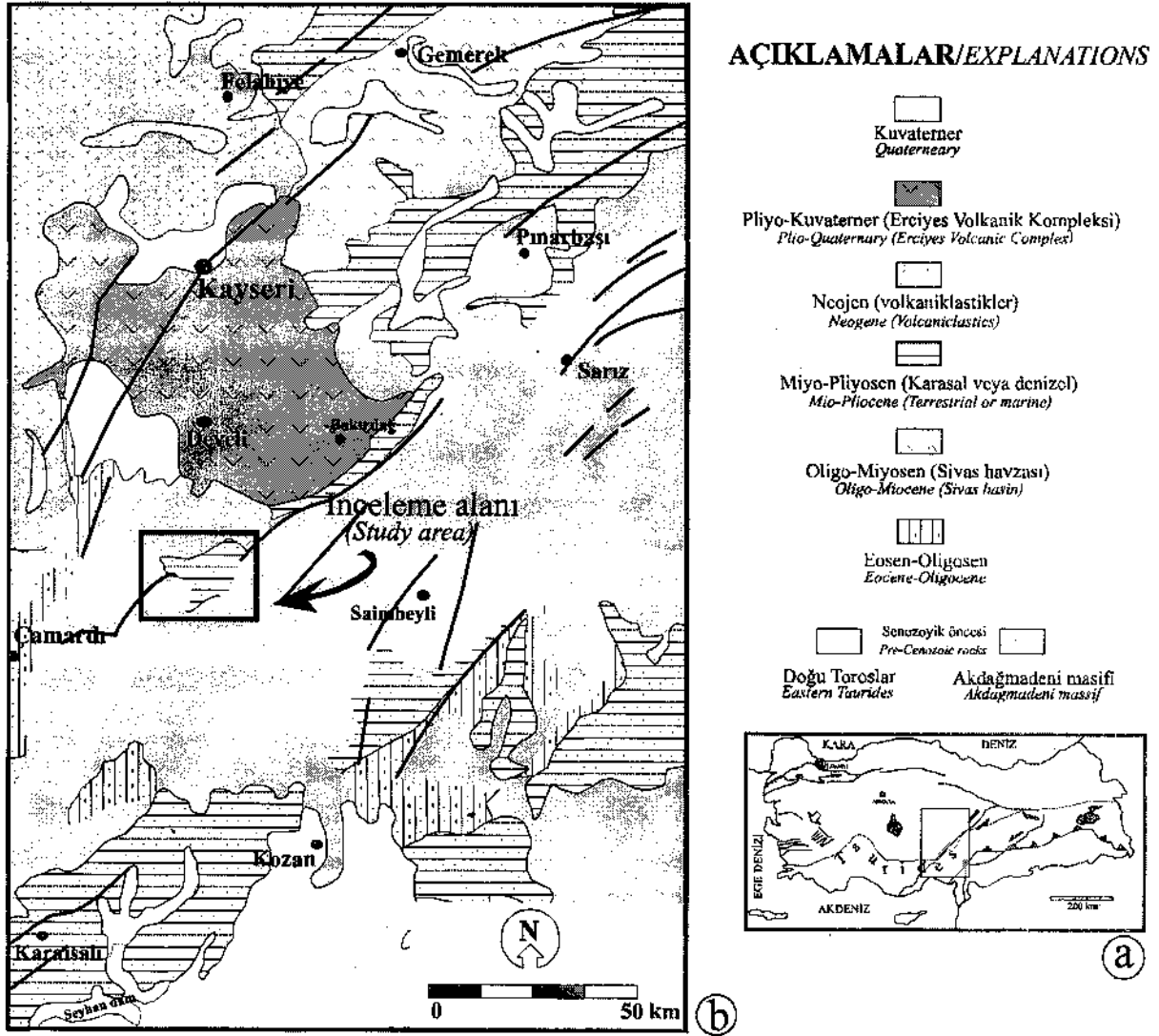
Key words: Adana basin, alluvial fan complex, Dikme basin, Miocene, eastern Taurides

GİRİŞ

Güney Anadolu Neojen havzaları (batıdan doğuya Antalya, Mut ve Adana havzaları) bugün genel olarak Toros dağ kuşağının güneyi boyunca yeralan, az çok paralel sedimanter evrimleri büyük ölçüde Miyosen dönemine sığan jeolojik bütünlüklerdir (Kelling vd., 1987). Bunlardan Adana havzası gerek petrol aramaları, gerekse Doğu Anadolu Fay Zonu, Bitlis Süturu ve Ölü Deniz Fayı'nın oluşturduğu üçlü kavşağın yakınındaki (Şekil 1a) ilginç havza gelişimi açısından pek çok çalışmaya konu olmuştur. Havzada önceki yıllarda yürütülen stratigrafi ve sedimantoloji çalışmaları havza evriminin ana hatlarını büyük ölçüde ortaya çıkarmıştır (Temek, 1957; Schmidt, 1961; İlker, 1975; Gürbüz vd., 1985; Yetiş, 1988; Görür, 1977, 1979, 1982, 1985; Gürbüz ve Kelling, 1991, 1993), Yetiş ve Taner, 1987; Naz, 1991; Ünlügenç vd. 1993; Williams vd., 1995; Ünlügenç, 1997; Görür vd., 1998; Dhont vd., 1999). Buna göre havza Erken Miyosen'de yaklaşık D-B doğrultulu olası normal fayların etkinliğinde açılmaya başlamış, Erken-Orta Miyosen boyunca ortaya çıkan derinleşme sonucu karasal kırıntılar (Gildirli Formasyonu) giderek fan-deltaya, şelfe ve oradan da Langiyen-Serravaliyen'de derin deniz yelpaze kompleksine (Cingöz Formasyonu) geçiş göstermiştir. Williams vd. (1995) Serravaliyen sonuna doğru tektonik kontrole bağlı olarak derin denizel istifin giderek sığlaştığını ve hatta yer yer su üstü aşınma alanı haline geldiğini belirtmektedir. Havzada Tortoniyen-Pliyosen sığ denizel ve yer yer karasal

kırıntılar ve evaporitlerle temsil edilir (Temek, 1957). Havzanın Miyosen evrimi boyunca genel olarak KD uzanımlı Toros dağlarından beslendiği belirtilmiş ise de (Naz, vd. 1991; Gürbüz ve Kelling, 1993; Görür, 1992; Ünlügenç, 1997) havza kenar fasiyesleri ve havzanın kuzeye doğru maksimum uzanımı Pliyosen sonrası normal faylar nedeniyle ortaya konamamıştır (Williams vd., 1995; Dhont vd., 1999),

Adana havzasında tektonikle kontrol edilen üstteki sedimanter evrim deseni hüküm sürerken, bugünkü Adana havzası çökellerinin 40 km kadar kuzeyinde, küçük bir Miyosen mostrasında (özgün bir depolanma desenine sahip bu alan makalenin bundan sonrasında Dikme havzası olarak anılacaktır) bu dönemin oldukça iyi korunmuş bir sedimanter kaydı gelişmekteydi (Şekil 1b). Genellikle yatay konumlu olan ve ince bir kaç seviye halinde Orta Miyosen yaşlı denizel fosilleri de içeren bu kaba taneli istif Zamantı ırmağı ile bir kaç kolunun derin aşındırması sayesinde çok güzel mostralar vermektedir. Alan, tektonik kontrolünde gelişen sedimantasyonun güzel bir örneğini oluşturmaktadır. Ayrıca, önceki çalışmalara göre Adana havzasının hinterlandını oluşturan bu alan Torosların Pliyosen yükselmesi öncesinde Adana havzası ve civarının paleocoğrafyası ile tektonik rejiminin anlaşılmasına da katkı sağlayacaktır. Bu çalışmada 8 ölçülü kesit ve çok sayıda noktasal gözlem yardımıyla Dikme havzasının sedimantolojik evrimi ortaya konmaya çalışılacaktır. Ayrıca incelenen istifin Adana havzasıyla korelasyonu denenecektir.



Şekil 1a. Torosların konumu b. GD Anadolu'nun bir kesiminin jeoloji haritası (1/2.000.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasından basitleştirerek alınmıştır).

Figure 1a. Location of the Taurides b. Geological map of the south-central Anatolia (simplified after the 1/2.000.000 scale Geological Map of Turkey).

JEOLOJİK KONUM VE STRATİGRAFİ

İnceleme alanı Toros dağ kuşağının doğusunda köşelerini Develi (Kayseri), Çamardı (Niğde) ve Saimbeyli (Adana) yerleşimlerinin oluşturduğu bir hayali üçgenin orta kesiminde yer alır (Şekil 1). Bölge Felahiye'den Kozan'a kadar geniş bir ölçekte dağ kuşağının genel uzanımıyla uyumlu KD gidişli faylarla kesilmiş durumdadır.

Dikme havzası ve onun KD'ya doğru uzantısını oluşturan, Erciyes Volkanik Kompleksi'nin güney-

doğusundaki ince uzun Miyo-Pliyosen istifinin dağ kuşağının genel gidişine paralellik göstermesi dikkat çekicidir (Şekil 1).

Dikme havzası sedimanları, stratigrafik ve yapısal olarak Torosları iyi temsil eden, yaşlı ve karmaşık bir temel üzerinde gelişmiştir (Şekil 2a, b). Miyosen sonrası dönemde büyük yatay hareketler göstermemekle birlikte Dikme havzasına sediman sağlayan bu farklı kayaçları litolojik olarak tanıtmak daha sonra değinilecek paleodrenaj sistemini anlamak açısından yararlı olacaktır.

Temel kayaçların yapısal olarak en altında Tufanbeyli otoktonunun Erken Paleozoyik istifi yer alır (Tekeli vd., 1983). Stratigrafik olarak alttan üste kuvars kumtaşı ve şeyller, rekristalize bej (yer yer koyu gri) kireçtaşları ve gri renkli şeyller otoktonun KB ucundaki başlıca litolojileri oluştururlar. Tufanbeyli otoktonu K-G doğrultulu bir dokanak boyunca ofiyolit, ofiyolitli melanj ve Jura-Geç Kretase bej kireçtaşlarından oluşan ofiyolit napı tarafından tektonik olarak üzerlenir (Şekil 2a, b).

Bu sonuncu ise Beyaz Aladağ napı adı verilen, yaygın karstlaşma gösteren, tipik olarak beyaz renkli bir tektonik ünite tarafından üzerlenir. Alanın en kuzeybatısında tektonik olarak en üstte bulunan Siyah Aladağ napı yer alır ki bu, Karbonifer-Triyas yaşlı koyu gri kireçtaşı, şeyi ve volkaniklastiklerden oluşur.

Dikme Miyosen havzası çoğunlukla Ofiyolit ve Beyaz Aladağ napları üzerinde gelişmiş olmakla birlikte doğuda Tufanbeyli otoktonu ve kuzeybatıda Siyah Aladağ napı ile de stratigrafik ilişkisi bulunur.

İnceleme alanındaki Neojen istifi birbirinden a-çısız uyumsuzlukla ayrılan formasyon düzeyinde iki litostratigrafi biriminden oluşur (Şekil 3). Bunlardan altta bulunan Yaylacık formasyonu Dikme havza dolgusunun asıl litolojik topluluğunu oluşturur. Bunu, alanın KD'sunda sınırlı bir alanda yüzeyleyen olasılıkla Geç Pliyosen yaşlı Kumlugedik tepe formasyonu uyumsuz olarak üzerler.

Dikme havzasının neredeyse tamamını oluşturan kaba taneli istif, daha önce Metin (1986) tarafından, 15 km kadar KD'da Yaylacık formasyonu'nun "karasal konglomera üyesi" olarak tanımlanmış ve aynı araştırmacı tarafından Dikme havzasına da uygulanmıştı. Birim bu çalışmada havzadaki yaygınlığı ve içinde üye düzeyinde dört birim ayrılanabildiğinden adı korunarak formasyon düzeyinde değerlendirilmiştir. Yaylacık formasyonu çoğunlukla kırmızı, yer yer gri renkli çakıltaşları ile ardalanan kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşur.

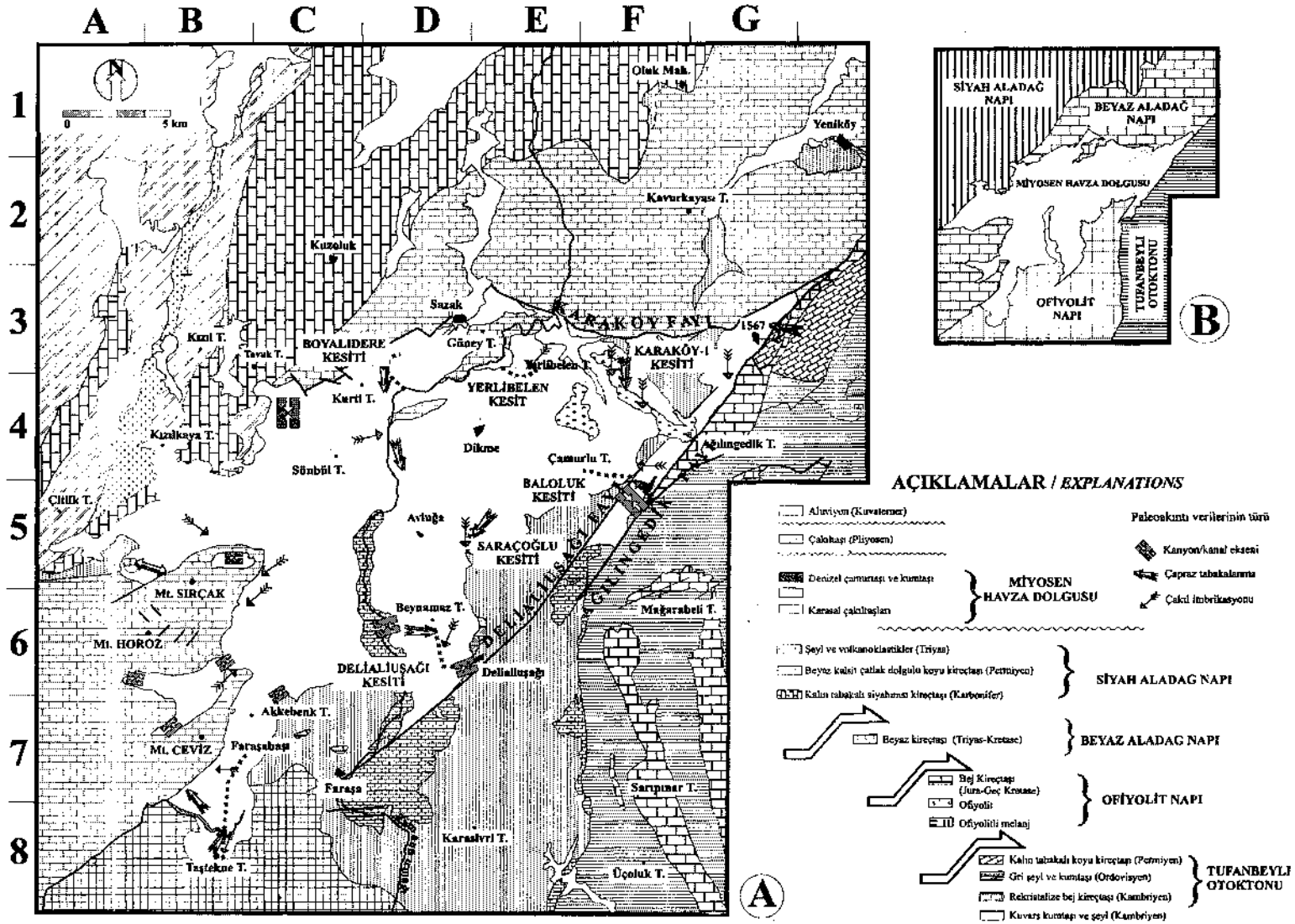
Çakıl taşlarının in oranı yerden yere değişmekle birlikte ortalama olarak havza dolgusunun %90'ından fazlasını oluşturur. Çamurtaşları kırmızı veya gri renkli olup, yer yer kalsit yumruları ile tatlısu gastropod dolgularını içerir. Birimin kalınlığı alanın orta kesimlerinde (örneğin Delialıuşağı köyü civarı-D6-) 560 m'ye ulaşır. Yaylacık formasyonu içinde ayrıtılan dört üyeden Taşteknü üyesi alanın güneyindeki Faraşa köyü (C7) GB'sıyla sınırlıdır; ince taneli sedimanlarıyla, ve iki düzey halindeki denizel fosilleri ile tipiktir. Diğer üç üye havzanın kuzeyinde Karaköy civarında (F3) oldukça dar bir kesimde yüzeylenir (Şekil 2a, 3).

Bunlar Karaköy piroklastik üyesi (tipik olarak lapilli boyunda bir bağlayıcı içinde başlıca bazalt bloklarını içeren siyahımsı renkli bir piroklastik istif), Celilinkat tepe kireçtaşı üyesi (algal kireçtaşları ve ender olarak aratabakalı karbonlu seviyeler) ve Kumlugedik ignimbirit üyesidir (açık gri renkli, yaygın gaz boşlukları ve yer yer sivilaşma kolonları içeren bir piroklastik akış).

DİKME HAVZASI ÇÖKELLERİNİN SEDİMANTOLOJİSİ

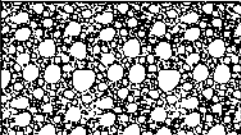
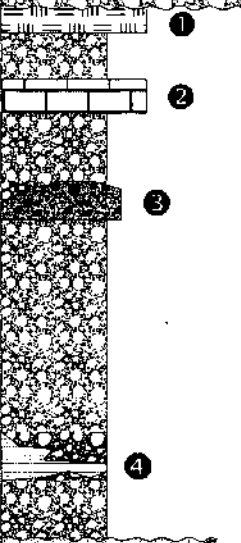
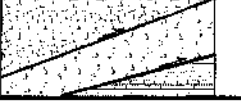
Dikme havzası Doğu Toros dağlarının zirvelerini oluşturan Aladağların kuzeydoğu ucunda, deniz seviyesinden yer yer 1900 m yüksekliğe kadar ulaşan, baskın olarak karasal çökellerden ibaret bir sedimenter havzadır. Havza çökelleri üç kenardan (KB, K ve GD) keskin dokanaklarla sınırlandırıldıklarından yarı-trapezoidal bir görünüme sahiptirler (Şekil 2a). Gerek bu özgün şekle neden olan yapısal unsurlar gerekse havza içindeki sistematik paleoyükselti ve çukurluklar Dikme havzasının gelişiminde tektonik kontrolün oldukça belirgin olduğunu ortaya koymaktadır. Havzadaki tektonik kontrolün doğası, belirleyici yapısal unsurlarla bunların zamanlaması, egemen tektonik rejimin bölgesel yayılım ve anlamı daha önce Ocakoğlu (2001) tarafından tartışılmıştır:

Bu çalışmada daha çok tektonik kontrolün sedimenter kayda yansımaları (fasiyeler, çökel sistemleri ve bunların geometrileri vb.) üzerinde yoğunlaşılacaktır.



Şekil 2. a. İnceleme alanının jeoloji haritası. Harita MTA Genel Müdürlüğü arşivinden derlenmiş ve yazar tarafından revize edilmiştir. b. Litostratigrafi birimlerinin naplar şeklinde yeniden düzenlenişi (Tekeli vd. 1983).

Figure 2. a. Geological map of the investigation area. Map is compiled from the archive of Mineral Research and Exploration General Directorate (MTA), and revised by the author b. Reorganization of lithostratigraphic units as nappes (Tekeli et.al.,1983).

BİRİM	YAŞ	LİTOLOJİ	TANIM
KUMLUGEDİK FM.	GEÇ PLİYOSEN		Kumluğedik tepe Formasyonu: Sarımsı boz renkli, gevşek çakılları. Çimentolanmamış, bileşenleri çoğunlukla köşeli ve erken Paleozoyik kireçtaşı, şeyl ve kuvars kumtaşlarından derlenmiştir.
AÇISAL UYUMSUZLUK			
YAYLAÇIK FM.	ERKEN MİYOSEN-ORTA PLİYOSEN		<p>Yaylacık Formasyonu: Genellikle çok iri bloklu polijenik çakılları ve daha az olarak kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşur. İyi düzeyde pekişmiş olup egemen renk kırmızıdır. Yer yer 5-6 m kalınlığa sahip gri renkli tatlı su fosilli çamurtaşları mevcuttur. İstifin alt kesimi tatlı su rimsahlarına ait dışları içerir.</p> <p>Üstten alta 4 üyeyi içerir.</p> <ol style="list-style-type: none"> 1 İğnimbirit üyesi: grimsi renkli, çoğunlukla gevşek, masif görümlü tuf. Volkanik olan ve olmayan bileşenleri mevcut ve çoğunlukla lapilli boyundalar. Gaz boşlukları yaygın. Ender olarak içinde kaba taneli bileşenlerin zenginleştiği sıvılaşma kolonları gelişmiştir. 2 Gölsel kireçtaşı üyesi: beyaz renkli, ince tabakalı algal kireçtaşı. Hemen hiç kil ara düzey içermez. Bazı kesimleri bol organik madde yüzünden siyahımsıdır. 3 Karaköy aglomera üyesi: 60 cm ulaşan olivin bazalt blokları koyu renkli lapilli boyu bir matris içinde yer alır. Yer yer kireçtaşı blokları da içerir. 4 Taşteknec çamurtaşı üyesi: başlıca gri-kırmızımsı renkli yer yer denizel fosilli çamurtaşı-kumtaşı. Yer yer kömürümsü seviyeler içerir.
AÇISAL UYUMSUZLUK			
MİYOSEN ÖNCESİ			Temel kayalar: ofiyolitler, Erken Paleozoyik kireçtaşı ve şeylleri ile Triyas-Kretase rekristalize kireçtaşları

Şekil 3. Dikme Havzasının geliştirilmiş stratigrafi istifi
Figure 3. Generalized stratigraphic columnar section of the Dikme basin.

Dikme Havza Dolgusunun Elemanları

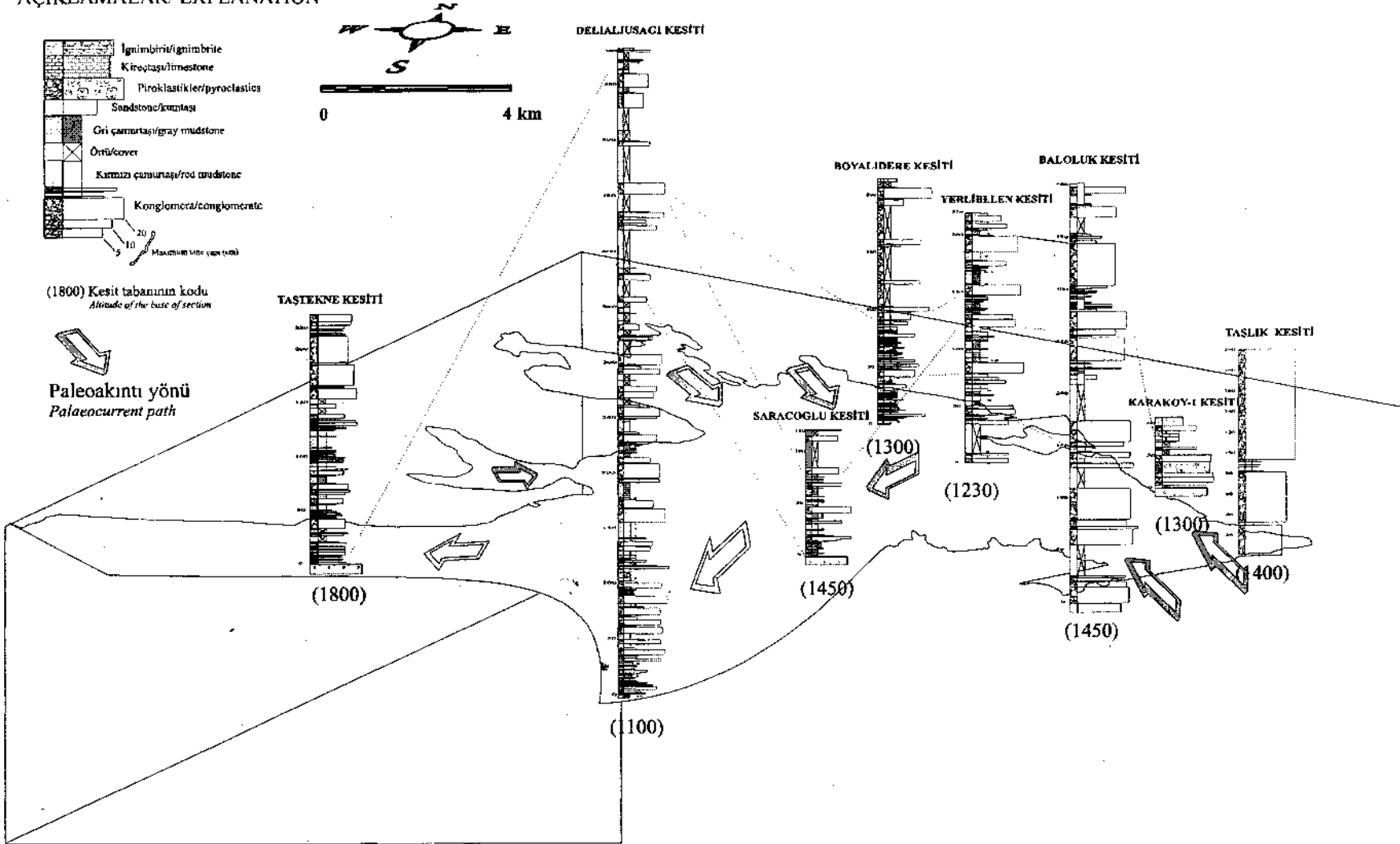
Dikme havzasının sedimanolojik incelemesi 8 adet ölçülü kesit ile (Şekil 4) çok sayıda noktasal alanda havza dolgusunun doku, bileşim ve sedimanter yapı özelliklerinin gözlenip yorumlanmasına dayandırılmıştır. Ölçülü kesitler rastgele serpiştirilmiş olmayıp daha önce yapılan noktasal gözlemler sonucu bütünlük sunduğu saptanan sedimanter kütleleri temsil edecek şekilde konumlandırılmıştır. Bazı kesitlerin bir çökel sisteminin tip kesiti gibi anılması önceki çalışmaların sağladığı bu ekonominin sonucudur.

Dikme havzasının ilksel jeomorfolojik özellikleri ve ölçülü kesitlerle noktasal alanlarda yapılan gözlemler sonucu ulaşılan ortamsal yorumlar buradaki sedimanolojik analizlerin anahtarı olmuştur. Değişik kesimlerden elde edilen paleoakıntı verileri (Şekil 2a) her iki tür bilgi kaynağının test edilmesinde ve nihai modelin geliştirilmesinde kullanılmıştır. Ulaşılan havza depolanma modeli Şekil 5'te sunulmuştur.

Havza sedimanlarının alanın doğusu dışında genel olarak yatay ve temel kayalarla dokanıklarının çoğunlukla stratigrafik olması Dikme havzasının doğusunu temsil eden bir taban topografyası haritasının hazırlanmasını olanaklı kılmıştır (Şekil 6). Bütün havza boyunca temel kayalarla onları stratigrafik olarak üzerleyen Miyosen çökellerinin dokanıklarına ait yükseltelerin bir bilgisayar programı kullanılarak konturlanmasıyla oluşturulan bu harita, genel olarak kuzeye doğru uzanan bir derin çukurlukla buraya batıdan kavuşan en azından iki kolun varlığını açıklamaktadır. Bu kollardan güneydeki Ceviz dağ paleovadisini (C6) olarak isimlendirilmiştir.

Gerek özgün morfolojisi gerekse bunun dolgusu, Ceviz dağ paleovadisini Dikme havza dolgusunun önemli bir bileşeni olarak değerlendirme olanağı sunmaktadır. Alanın doğusunda havza tabanı Miyosen-sonrası faylardan oldukça etkilendiğinden haritanın bu kesimi pek güvenilir değildir.

AÇIKLAMALAR/ EXPLANATION



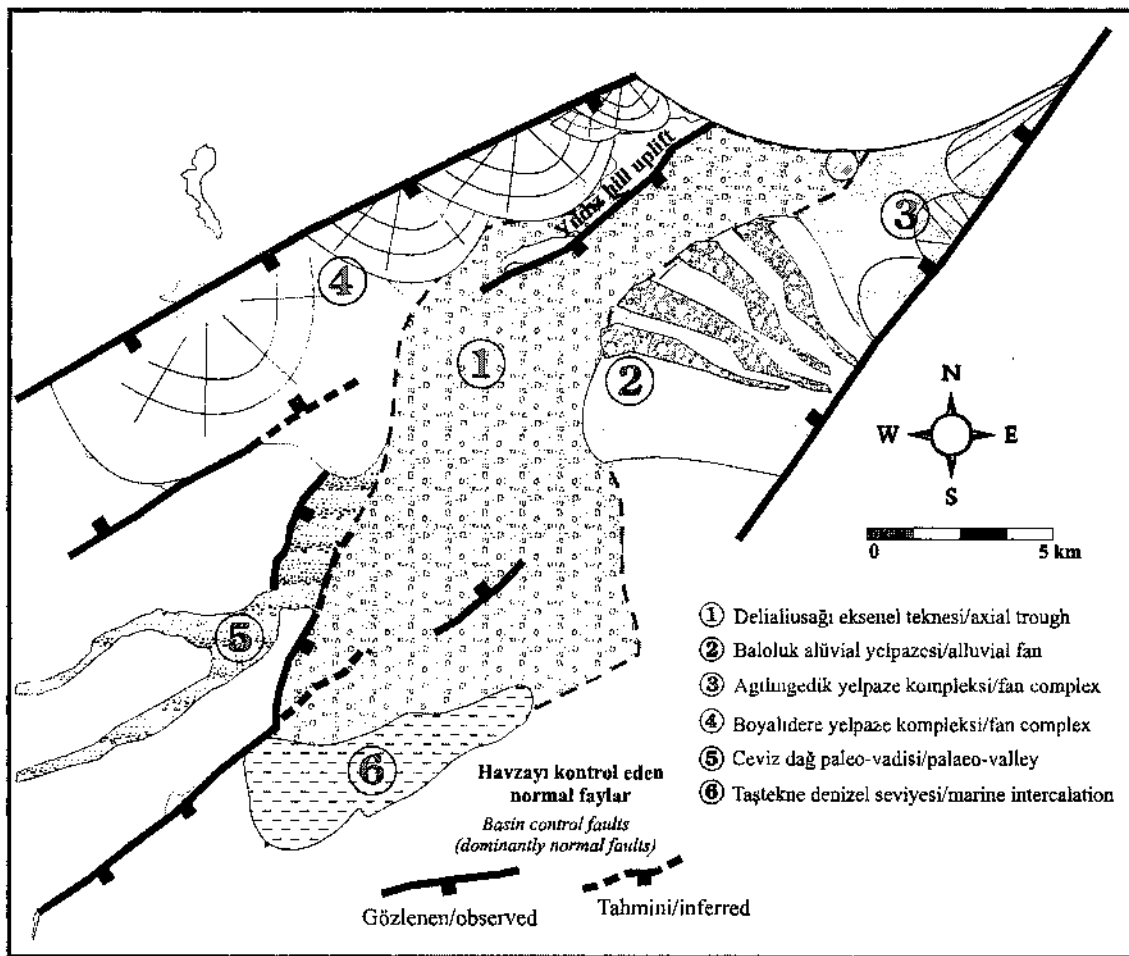
Şekil 4. Delialıuşağı depresyonunun genel görünümü ve ölçülü kesitlerin konumu

Figure 4. Overall appearance of Delialıuşağı axial trough and correlation of the measured sections in the Dikme basin.

Sırçak dağ (B6) kuzeyinde ana havzaya katılan ikinci kol ayrı bir morfolojik özellik gibi gözükmektedir, buradan KD'da Sazak'a (D3) kadar olan gözlemler bu kuşağın, genel olarak iri/çok iri taneli çakıltaşlarından ibaret olasılıkla birbirine girik aluviyal yelpazelerden oluştuğunu göstermektedir. Buna Boyalıdere yelpaze kompleksi adı verilmiştir (Şekil 5).

Dikme havza dolgusunun daha genç (olasılıkla Geç Pliyosen) faylar tarafından yükseltilerek ilkel morfolojisinin kısmen kaybolduğu doğu kesimde

yapılan gözlemler birbirine girik, ancak belirgince litofasiyes farklılıkları taşıyan iki yelpaze kompleksinin varlığına işaret etmektedir (Şekil 5). Bunlardan güneydeki Baloluk yelpaze kompleksi yer yer kalın kırmızı-gri çamurtaşı seviyeleri ile bölünen kalın bir çakıltaşı istifinden oluşur. Kuzeydeki istif ise baskın olarak gri renkli iri/çok iri bileşenli çakıltaşından oluşur, ve yalnız iki seviyede ince kumtaşı seviyeleri ile ardalanan kırmızı çamurtaşı içerir. Havzanın KD ucuna kadar uzanan bu birime de Ağlıngedik yelpaze kompleksi adı verilmiştir (Şekil 5).



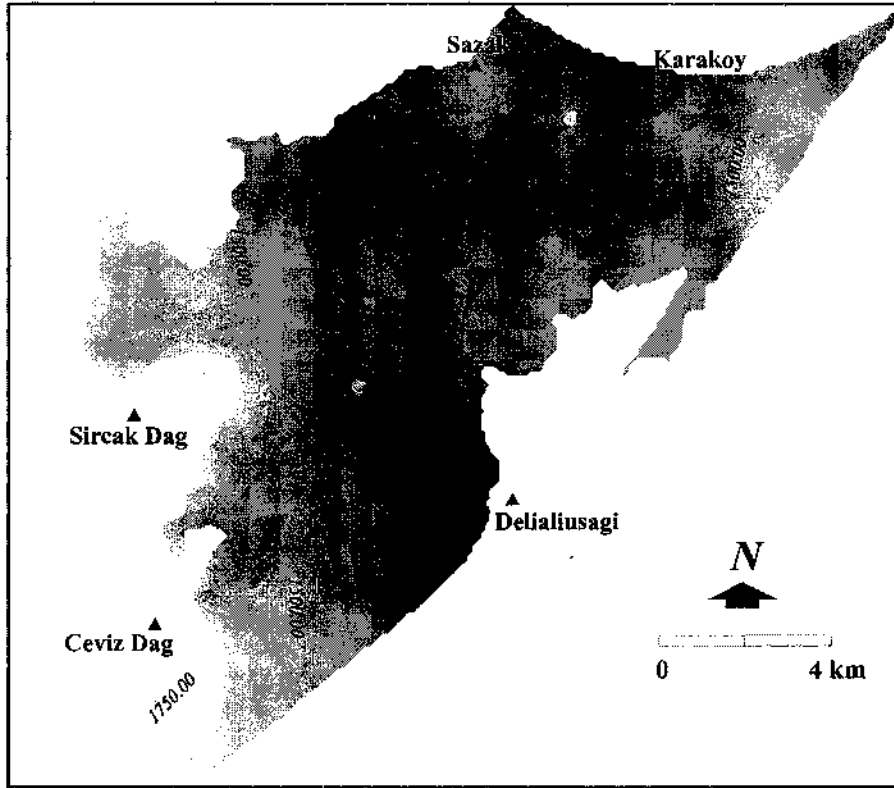
Şekil 5. Dikme Havzası Depolanma Modeli
Figure 5. Depositional model for the Dikme basin.

Paleoakıntı verilerinin de gösterdiği üzere konumları ve litolojik özellikleri yukarıda kısaca özetlenen havza dolgusunun KB ve D elemanları birbirine zıt yönde akarak Delialıusağı aksel teknesi adı verilen eski bir morfolojik birime kavu-

şurlar. Bu birim özellikle Dikme köyü (E4) kuzey ve kuzeydoğusunda hatırı sayılır miktarda ince taneli (yer yer gösel) tortulardan ibaret bir sedimanter kayıt bırakmıştır. İstifin üst kesimlerinde alanın ortasındaki Sümbül tepe'den (C4) güney-

de paleoakıntıların yöneldiği Taştekn'e doğru tane boyunun giderek küçüldüğü görülür. Delialıuşağı aksenal teknesi, havzayı güneyden

basan sığ ve kısa ömürlü bir denizin sedimanter kaydını da (Taştekn'e çamurtaşı üyesi, Şekil 2a ve 3) içerir.



Şekil 6. Dikme Havzası taban topografyası.

Figure 6. Bottom topography of the Dikme basin.

Aşağıda, bu havza dolgusu elemanlarının paleojeomorfolojik ve sedimantolojik özellikleri ele alınacaktır.

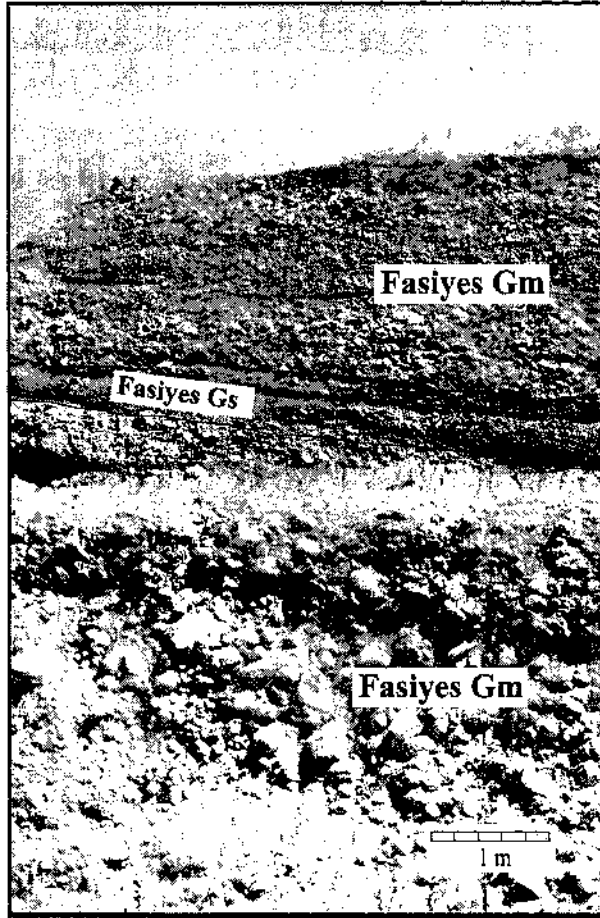
Cevizdağ paleovadi dolgusu (CPD)

Alanın güneydoğusunda Cevizdağ ile Horozdağ (B6-7) arasındaki devrik "Y" şekilli bir mostradır (Şekil 2a). Dar bir boğazla doğuda Delialıuşağı aksenal teknesine bağlanır. Oldukça karstik Beyaz Aladağ Napı üzerinde bulunan Miyosen sedimanlarının içinde geliştikleri bu eski vadi Ortaçal tepe doğusunda iki kola ayrılır. Kuzeydeki kol batıya doğru 8-10 km kadar izlenerek KD uzan imli bir yükselime dayanır. Güneydeki kol ise Ceviz dağ yükselimine paralel olarak GB'ya doğru 5-6 km uzanarak belirsizlesin

Cevizdağ paleovadisinin sediman dolgusu sarp topografya ve yamaç molozları yüzünden tek bir

kesit boyunca incelenememiştir. Dolguda baskın olan çakıltaşları çoğunlukla kaba yatay tabakalanma gösterirler. Kalınlıkları arada ince (5-10 cm) yanal devamsız kumtaşı yaygıları olduğu halde en çok 2 m kadardır. Üzerine gelen ince taneli seviyelerle birlikte genellikle 1,5-2 m kalınlığında yukarı doğru incelen çevrimler oluştururlar (Şekil 7a). Bileşenleri genellikle koyu gri kireçtaşı, kuvars kumtaşı, silttaşı ve dolomitten türemiştir. Bunlar içinde ofiyolit ve radyolarit çakıllarına hiç rastlanmaz; vadi taban ve yamaçlarını oluşturan Beyaz Aladağ napından türeyen pek az bileşen bulunur. Bileşenler genellikle orta-iyi derecede yuvarlaktır ve maksimum çakıl çapları 3-5 cm'yi geçmez. Kumtaşları çoğunlukla kalın çakıltaşları arasında yanal devamsız yaygılar şeklinde bulunur. Ancak ayrı ve bir kaç 10 m yanal devamlılığa sahip, kalınlığı 50 cm'ye ulaşan paralel laminalı ve düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşları da mevcuttur

(Şekil 7b). Dolgu içindeki çamurtaşlarının rengi kırmızıdan sarıya değişir. Kırmızı seviyeler genellikle en fazla 10-15 cm kalınlığa ulaşırlar. Paket içindeki sarı renkli çamurtaşları uzaktan seçilebilen yanal devamsız iki seviye olarak bulunur. Kalınlığı yer yer 2 m'ye ulaşır ve bir seviyede 10-15 cm'ye ulaşan kahverengi kömür damarı içerir (Şekil 7c).



Şekil 7, Cevizdağ paleovadi dolgusundan alınan bazı dikey fasiyes profiled, a. Çakıltaşı ile başlayıp yukarı doğru kırmızı çamurtaşlarıyla son bulan yukarı doğru incelen çevrimler b. S1, Sp ve Gm fasiyesleri. Sp, K 45 D'da doğru bir paleoakıntıya işaret etmektedir, c. Kalın setüstü (F1) fasiyesli yukarı doğru incelen çevrim.

Figure 7. Vertical facies profiles from Cevizdağ palaeovalley-fill. a. Fining upwards cycles. Gravels pass upwards into red mudstones b. Facies S1, Sp and Gm. Facies Sp marks a palaeocurrent towards N 45 E c. A fining upwards cycle with thick over bank facies (F1).

Cevizdağ paleovadi dolgusunun fasiyes özelliklerini oluşturan kaba kalın çakıltaşları ve bunları üzerleyerek yukarı doğru incelen çevrimlere yol açan kumtaşı ve çamurtaşları (Şekil 7a ve 7c) literatürde yakınsak örgülü akarsulara atfedilmiştir (Rust, 1972; Miall, 1977). Bu dikine sekans içindeki yer yer kalın, kömürümsü seviyeler de içeren çamurtaşları (fasiyes F1) ancak taşkın dönemlerinde sığ bir su altında kalan, bitkilerin tutunduğu, sınırlı yanal devamlılığa sahip setüstü alanları temsil etmelidir (Miall, 1977). Kumlu fasiyesler, yatay tabakalı kumtaşı (Sh) ve düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (Sp) büyük taşkınların sonlarına doğru alt akış rejiminde uzunlamasına veya yanal barların üstünde veya kanal içinde çökelmiş kumlu yatak şekillerine karşılık gelmektedir (Rust, 1972; Miall, 1977). Bu genel hidrodinamik yorumlar çerçevesinde Cevizdağ paleovadisinin, doğuya doğru akan görece yakınsak (çünkü setüstü alanların varlığı hatırı sayılır bir iraksaklığı yansıtmaktadır (bkz. Miall, 1977)) bir örgülü akarsu sistemi tarafından doldurulduğu söylenebilir.

Boyalidere aluviyal yelpaze kompleksi (BYK)

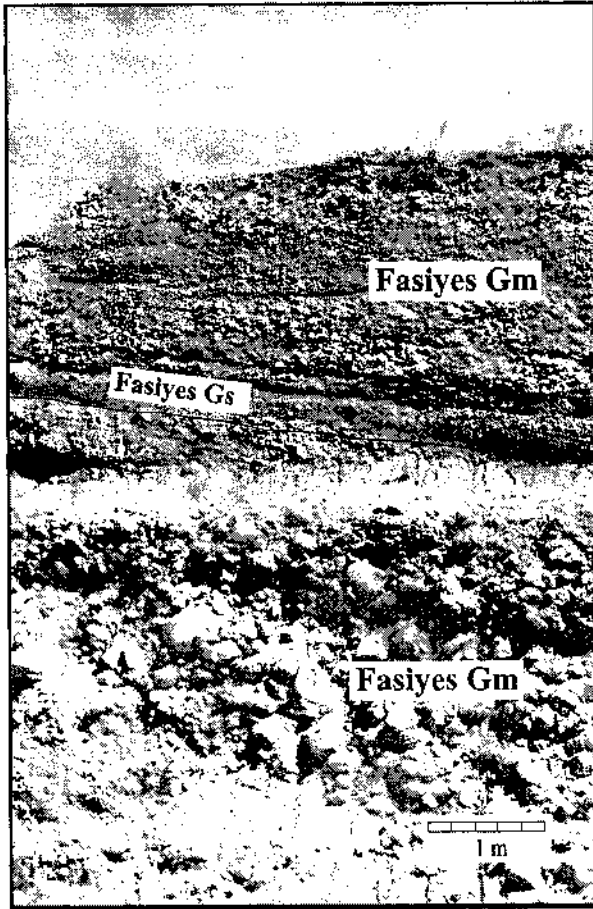
Dikme havzasının kuzeybatı kenarı boyunca 15-20 km uzanan kaba taneli kenar fasiyesleri topluluğudur (Şekil 2a ve 5). Bu çökeller çalışma alanının en batısında (Çiftlik tepe -A5- güneyi) kuzeydoğu uzanımlı eski fay sarpılıklarını yatay olarak üzerlerler. Bu stratigrafik ilişki KD'da Tavuk tepe'ye (C3) kadar izlenir. Hatta bu komplekse ait kaba taneli sedimanların Kızılkaya tepeden kuzeye, Kızıltepe (B3) batısına doğru 5-7 km kadar temel içinde uzandığı gözlenir (Şekil 2a). Tavuk tepe doğusunda kompleksle temelin ilişkisi çoğunlukla tektoniktir.

Kompleks, bütün kuşak (yani KB havza kenarı) boyunca iri/çok iri bileşenli çakıltaşlarıyla ardalanmış yanal devamsız ince kumtaşlarından oluşur.

Sırçak Dağı kuzeyinde istif büyük oranda koyu gri/kırmızımsı çakıltaşlarından oluşmaktadır. Bileşenler Siyah Aladağ napına ait başlıca koyu gri kireçtaşı (yer yer beyaz kalsit damarlı), açık renkli, iri kristalli gri kireçtaşı ve süt beyaz kuvars kumtaşlarından türemiş olup 30-40 cm çapa (ender ola-

rak bir kaç metreye) ulaşmaktadır. İstifin hemen tamamı tane destekli, kaba yatay tabakalanmalı ya da hiç bir iç yapı göstermeyen çakıltaşından oluşur. Çakıllar genelde köşeli/orta derecede yuvarlaktır. Taneler arası genellikle kum/çakılcık boyu kırıntılarla doludur. Yer yer elek çökelleri olarak yorumlanan, taneler arasının boş olduğu ya da sarımsı renkte bir kalsit çamuruyla doldurulduğu seviyeler gözlenir. Kalınlığı 10-15 cm'yi , yanal devamlılığı bir kaç metreyi geçmeyen ve içinde yer yer çakılcık boyu kaba tanelileri bulunduran kumtaşları (yer yer sarımsı silttaşı) diğer kayatürünü oluşturur,

Kurti tepe (D4) güneybatısında kompleksin genel özelliklerinde büyük ölçüde bir değişiklik gözlenmez. Yer yer 30-50 cm çapındaki polijenik ve köşeli bileşenlerin arası kiremit kırmızısı kum/çamur boyu bir malzemeyle doludur (Şekil 8).



Şekil 8. Kurti tepe güneybatısında Boyalıdere yelpaze kompleksinin genel görünümü.

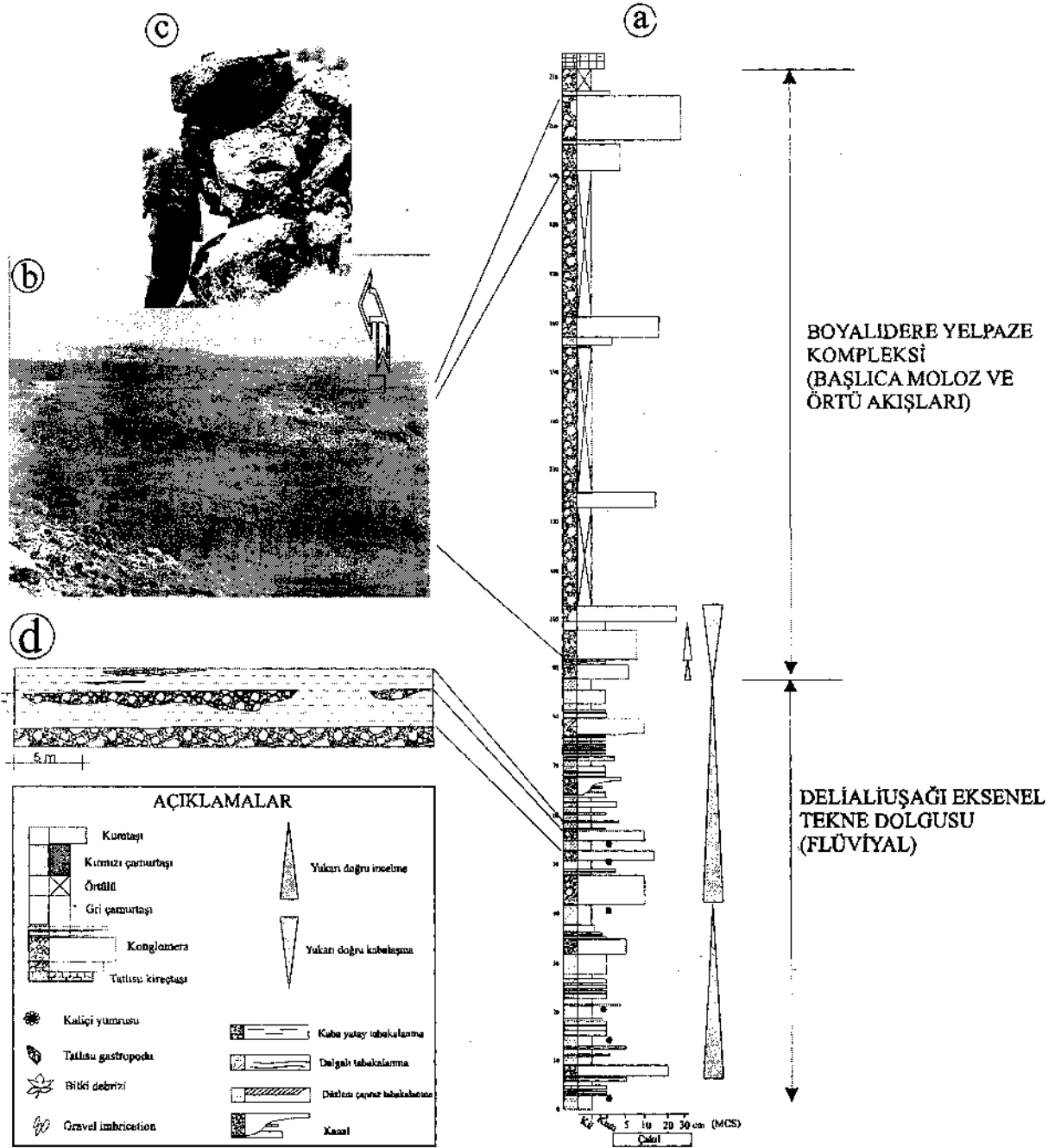
Figure 8. Appearance of Boyalıdere fan complex in the SW Kurti hill

Masif çakıltaşları en yaygın litofasiyedir (Fasiyes Gm). Ender olarak bir kaç çakıl boyu yüksekliğinde (3-5 cm) yatay tabakalanma gösteren bazı çakıltaşı seviyeleri de (Fasiyes Gs) mevcuttur. Bir kaç 10 m kalınlığındaki masif çakıltaşları batı ve güneybatıya doğru dikkatle izlendiğinde bir kaç kilometrede tane boylarının hissedilebilir ölçüde azaldığı, çakılların daha belirgin, metrik masif tabakalar olarak düzenlendikleri, ve aralarda yer yer 5-10 cm kalınlığında kalıçılı kırmızı çamurtaşının yer aldığı gözlenir (Şekil 9).

Boyalıdere yelpaze kompleksinin tam bir kesiti Kurti tepe kuzeybatısında Zamanlı ırmağına bağlanan küçük kollardan biri olan Boyalıdere'nin doğu yamacı (D4) boyunca ölçülmüştür (Şekil 2a ve 9). Kesit altta çakıltaşı ve aynı orandaki ince tanelilerden (kırmızı renkli çamurtaşı ve kumtaşı) oluşur. Bu bölüm genel olarak ince taneli litolojisine ve paleoakıntı desenine göre Delialıuşağı aksenal teknesinin dolgusu olarak yorumlanmıştır. Kesitin 87. metresinden (maksimum çakıl çapı : 5-7 cm) 103. metresine (maksimum çakıl çapı : 60 cm) kadar genel bir yukarı doğru kabalaşma eğilimi gözlenir (Şekil 9). Bu alt seviyelerdeki iki çakıltaşı seviyesinin taban kesimleri aşınmalıdır, yukarı doğru kumtaşı ve çamurtaşı düzeyleriyle örtülerek çok bariz 5-8 metrelik yukarı doğru incelen iki çevrim gösterirler. Buradan kesitin üst kesimindeki 198. metreye kadar hemen hiç çamurtaşı ve kalın kumtaşı ara seviyelerinin bulunmadığı çakıltaşlarına geçilir. Çakıltaşlarını oluşturan bileşenlerin tane boyu genellikle 15 cm'den büyük olup 30-40 cm çaplı bloklar yaygındır. Kaba yatay tabakalanma ile ancak bazı seviyelerde rastlanan paralel tabakalanma (örneğin 192. metredeki çakıltaşı) izlenebilen yegane yapılarıdır. İstifin 198. metresinde, uzaktan bakıldığında alttaki daha küçük tane boylu çakıltaşları ile belirgin bir açıl uyumsuzluk sergileyen bir çakıltaşı paketine geçilir (Şekil 9a). Bir kumtaşı seviyesi üzerine keskin bir dokanakla gelen ve yer yer 2.5 m çapında, çoğunlukla Beyaz Aladağ Napı'ndan türeyen bej kireçtaşı parçalarından oluşan 10 m kalınlığında bu kaotik seviye (Şekil 9b ve 9c) yer yer karbonat çimentolu olup ince, yanal devamsız kumtaşı yaygılarını da içerir. Çok iri levhamsı kireçtaşı blokları bazen tabakalaşmaya

paralel olarak bulunur. Kaotik seviye 1 m kalınlığında, yeşil renkli bir çakıllı kumtaşı tarafından üzerlenir. Bunu sarımsı renkli, yatay ve düşey konumlu boru şekilli olasılıkla alg parçalarından iba-

ret ince (1 m) bir karbonat seviyesi örter. Bu sonuncu, daha kalın olarak Karaköy civarında gözlenen gösel kireçtaşı üyesinin yanal eşdeğeri olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 9. a. Boyalıdere kesiti, b. Boyalıdere yelpaze kompleksi içinde gelişen bir uyumsuzluk, c. Boyalıdere kesitinin en üst kesimini oluşturan kaotik çakı taşlarından bir görünüm, d. Delialıuşağı eksenel teknesi içinde çökelmiş akarsu çökellerinde kanal geometrisi. Kanal eksenini K-G doğrultuludur.

Figure 9. a. Detail of the Boyalıdere section, b. Intraformational unconformity within the fan complex c. Boulder conglomerates in the upper levels of Boyalıdere section d. Detail of a channel presumably deposited within the Delialıuşağı axial trough. Channel axis has N-S trend.

Boyalıdere kesitinde gözlenen Boyalıdere yelpaze kompleksinin en alt stratigrafik seviyeleri, Delialıuşağı aksenal teknesine ait ince taneli sedimanlar üzerinde belirgin bir yukarı doğru kabalaşma eğilimiyle (87-103 m'ler arası) kendini belli etmektedir (Şekil 9a). Bu eğilim, başından beri havzanın KB kenarını işgal eden Boyalıdere yelpaze kompleksinin havza kenar fayındaki hareketlenmelere bağlı olarak havza içine doğru ilerlemesiyle ilişkilendirilebilir. Boyalıdere yelpaze kompleksinin gövdesini oluşturan çoğunlukla iri bileşenli çakıltaşları masif veya kaba yatay tabakalanma göstermektedirler. Hemen hiç çamur bağlayıcının bulunmaması, bu fasiyeslerin çökelişiminin güçlü yağışlarla ortaya çıkan kohezyonsuz moloz akışlarıyla veya çok yayvan kanallarda örtü akışlarıyla çökeltmiş olabileceğini göstermektedir. Yer yer gözlenen elek çökelleri de, tane akışı türünden bazı süreçlerin hemen hiç bitki gelişimine olanak tanımayan bu eski yelpaze üzerinde egemen olduğunu göstermektedir.

Boyalıdere kesitinin 198. m'sinde gözlenen 10 m'lik iri bloklu kaotik fasiyes te genel olarak çok güçlü ve kohezyonsuz moloz akışlarını temsil etmektedir. Bu seviyenin bir kanyondan ziyade bir yelpaze geometrisi sunması, yüksek enerjili kütle hareketlerinin hatırı sayılır bir zaman sürerek havza kenarında yelpaze şeklinde yayıldığını anlatmaktadır. Öte yandan bu moloz akışının aniden (yani bir yukarı doğru kabalaşma eğilimi göstermeksizin) ortaya çıkması, havza kenar fayında jeolojik olarak kısa zamanda ortaya çıkan bir hareketlilik döneminin ürünü olarak düşünülebilir. Bu hareketlilikle önce alttaki sedimanlarda 10°'yi aşan bir eğimlenme ortaya çıkmış, daha sonra moloz akışı ürünü sedimanlar gelişmiş olmalıdır.

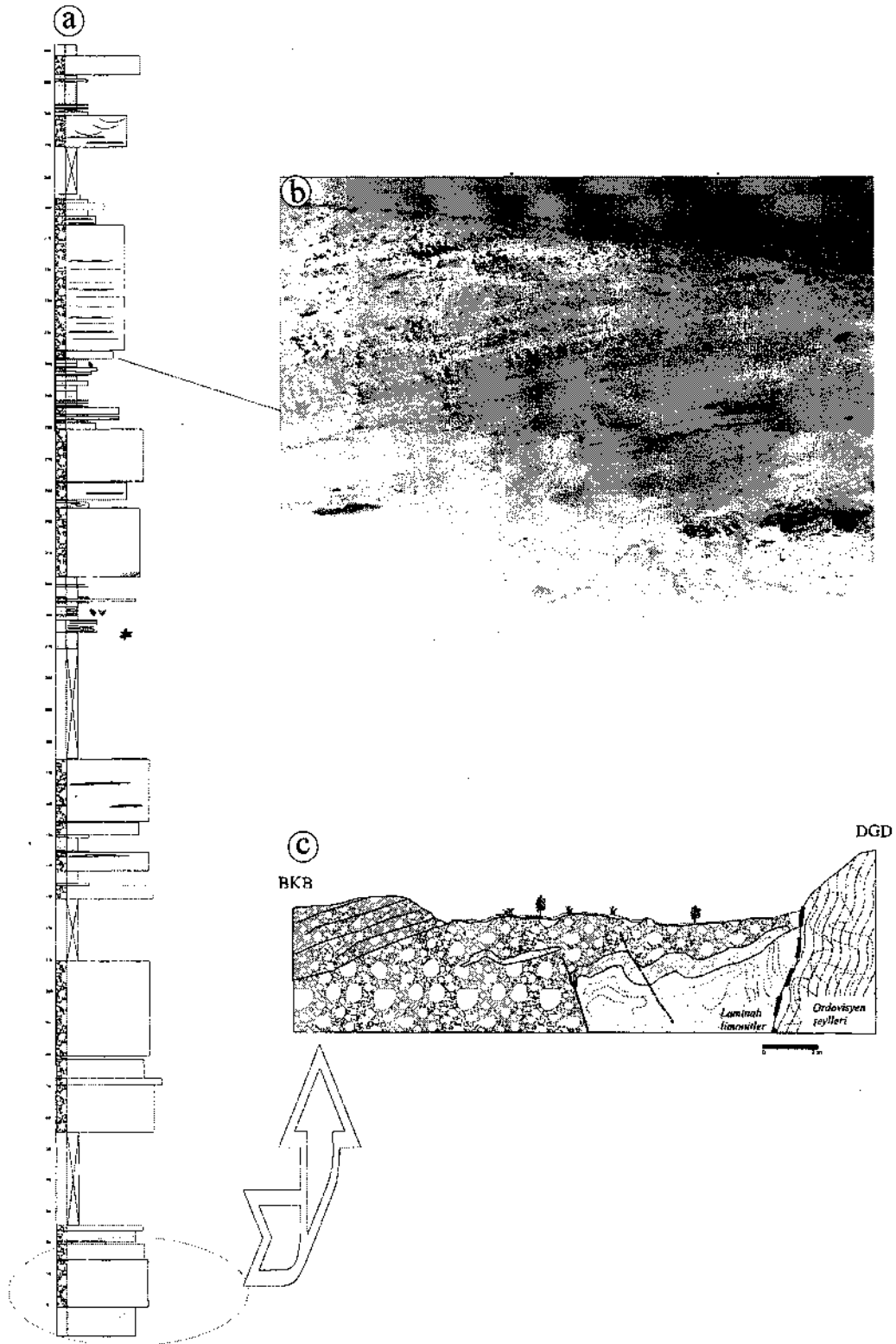
Ağılgedik yelpaze kompleksi (AYK)

Dikme havzasının doğu kenarını oluşturan iki sedimanter kütleden daha kuzeyde bulunmaktadır (Şekil 5). Ağılgedik tepe (G4) güneyinde Baloluk aluviyal yelpazesi ile parmaklan irken kuzeydoğuda havzanın bugünkü sınırlarına kadar «uzanır. AYK'ya son derece benzer çökellerin KD'da haritalama alanı dışında yeniden ortaya çıktığı ve buradan Bakırdağ civarına doğru uzandığı gözlenir (Şekil 1).

AYK, genel olarak açık gri/yeşil rengi ve çok iri bileşen boyutları ile karakteristiktir. Kalınlığı Ağılgedik tepe güneyinde 250 m'yi bulmaktadır. Kesitlerde gözlenen 4 ve 12 m kalınlığında iki çamurtaşı seviyesi dışında başka bir litolojik değişim sergilemez (Şekil 10a, b ve c). Yelpaze kompleksinin gövdesini oluşturan tipik olarak grimsi yeşil renkli çakıltaşları masif ve tane desteklidir. Uzaktan bakıldığında kaba bir yatay tabakalanma izlenebilir. Bileşenler orta-iyi derecede yuvarlak bej/beyaz kireçtaşı, beyaz damarlı koyu gri kireçtaşı, ofiyolit, radyolarit ve koyu gri sleytlerden oluşur. Maksimum çakıl çapı çoğunlukla 25-30 cm civarındaysa da, yer yer 60-70 cm çaplı orta derecede yuvarlak bloklara rastlamak mümkündür. Çakıl imbrikasyonu sık rastlanan bir sedimanter doku özelliği değildir. Tanelerarası boşluklar kaba kum/çakılcık boyu bir malzemeye doludur, bileşenler çoğunlukla karbonatlı bir bağlayıcı ile çok sıkı bir şekilde tutturulmuştur.

Çakıltaşları arasında ortalama 4-5 m'de bir yer yer 40-50 cm kalınlığa ulaşan (çoğunlukla 10-15 cm) kumtaşı/çakıllı kumtaşı yaygılarına sıklıkla rastlanır. Bunların yanal devamlılıkları en kalın olanlarında bile 8-10 m kadardır. En sık rastlanan yapı masif tabakalanmadır. Bazı seviyelerde paralel tabakalanma (Sh) ve yer yer 30 cm öntakım yüksekliğine sahip düzlemsel çapraz tabakalar (Sp) izlenebilmektedir. Kumlu seviyeler, üzerlerine geldikleri çakıltaşı seviyelerinin iri çakıllardan kaynaklanan pürüzlü topografyasını bir örtü gibi sararlar.

Çakıltaşı-kumtaşı ardalanması arasında Ağılgedik tepe kesitinde iki ayrı seviye olarak izlenen çamurtaşları (Miall, 1977'in Fİ fasiyesi) tipik olarak kiremit kırmızı renge sahiptir (Şekil 10b). Belli belirsiz bir tabakalanma gösterirler, alttaki çakıltaşı üzerine gelen 1,5 m kalınlığında bir kumtaşı ile birlikte yukarı doğru incelen bir çevrim oluştururlar. Çamurtaşı seviyesi içinde yer yer 15 cm kalınlığa ulaşan masif/kesikli tabakalı, keskin taban dokanaklı 3 adet kumtaşı tabakası bulunur. Bunlar grimsi renklidirler ve tipik olarak bitki kök izlerini içerirler. Çamurtaşı paketi üstte aşmalı bir dokanakla çakıl çapı 40-50 cm'ye ulaşan masif-kaba yatay tabakalı çakıllar tarafından üzerlenir (Şekil 10c).



Şekil 10. a. Ağılıngedik yelpaze kompleksinin genel görünümü (Taşlık mevkiine güneyden bakış), b. Yel-
paze kompleksinin temelle olan uyumsuz ilişkisi, c. Yel-paze kompleksinin ölçülü kesiti.
Figure 10. a. Distant appearance of Ağılıngedik fan complex (view from south towards Taşlık mevki) b.
Unconformity of fan complex deposits over the basement c. Sedimentological log of the Yerlibelen section.

Ağılıngedik yelpaze kompleksi, bolca kaba taneli sedimanların sağlanabildiği bir karasal ortamdaki çökelinin ürünüdür. Çakıltaşlarının yegane fasiyesi Gm ve buna eşlik eden kumlu fasiyesler (Sh ve Sp) sırasıyla kohezyonsuz moloz akışlarını ve bunların sönümlenmesine yakın ortaya çıkan alt akış rejimi koşullarındaki kumlu yatak şekillerine karşılık gelmelidir (Miall, 1977). Kesitlerde gözlenen ve kalınlığı 12 m'yi bulan kırmızı renkli çamurtaşları (fasiyes Fİ), olasılıkla kilometre boyutlu aluviyal yelpazeler arasında yeralan az sediman birikim alanlarını yansıtmaktadır. Bu su üstü alanlar keskin tabanlı, bitki kökzili kumtaşlarının gösterdiği üzere yer yer otsu bitkilerle kaplıdır ve taşkınlara maruz kalmaktadırlar. Paleoakmtı verileri, kompleksi oluşturan yelpazelerin baskın olarak doğuda bugün de yüksek alanları oluşturan tepelerden beslendiğini ortaya koymaktadır (Şekil 2a).

Baloluk yelpaze kompleksi (BYK)

Ağılıngedik Yelpaze kompleksinden güneye gidildikçe daha sık ve kalın kırmızı çamurtaşı ara seviyeleriyle bölünmüş bir çakıltaşı istifi ortaya çıkar. Bu istif Ağılıngedik yelpaze kompleksine benzerse de litofasiyesleri açısından farklılıklar sunar. Genel olarak sarımsı kırmızımsı renkli olan ve kalınlığı 400 m'ye ulaşan bu. istif, ortalama 20 m kalınlığında 3 çamurtaşı-baskın aralıkla ayrılmış 5 çakıltaşı-baskın paketten oluşur (Şekil 1 la).

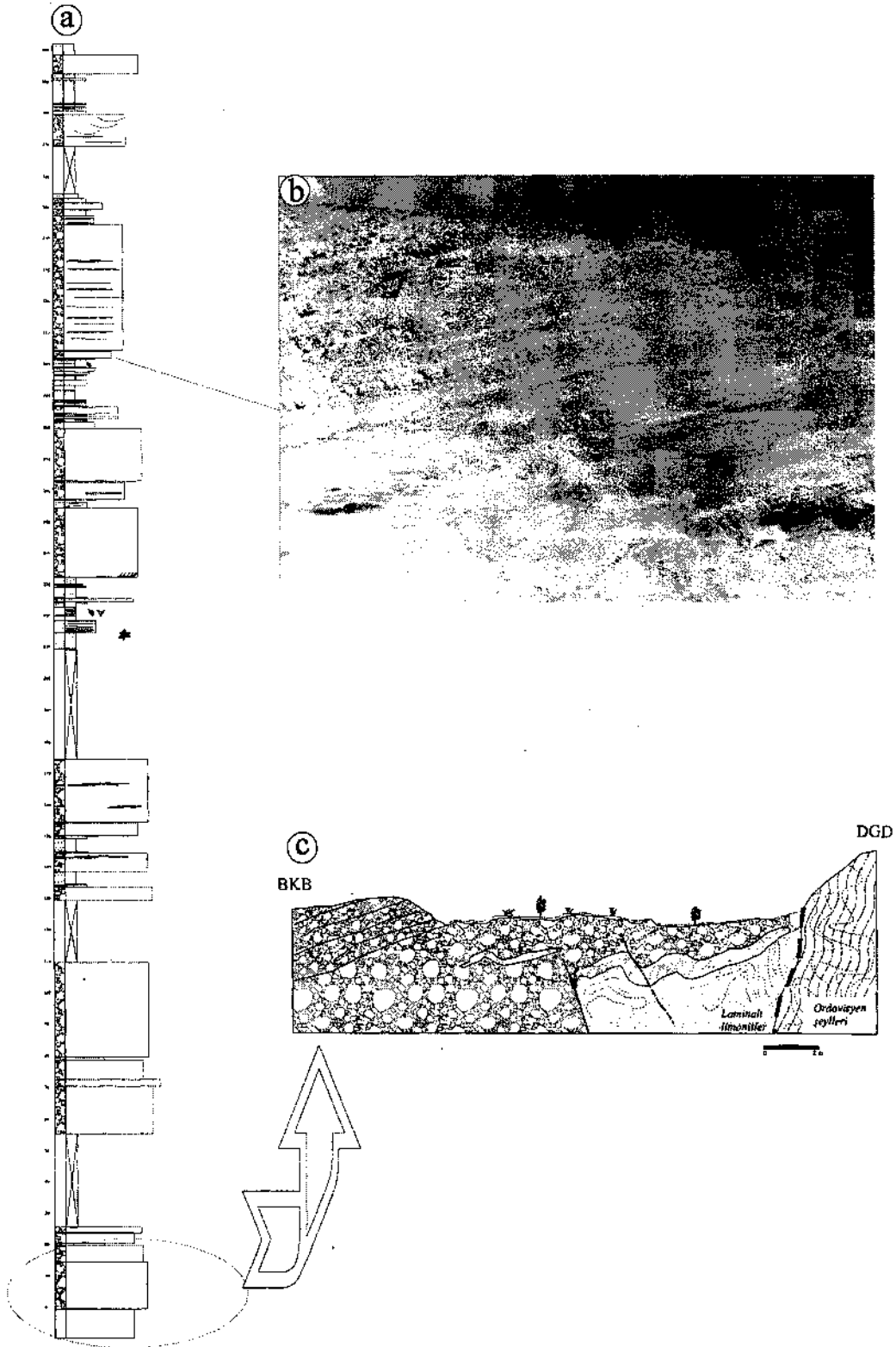
İstifin en yaşlı çökellerini Ordovisyen yaşlı temel üzerine 8-10° ilksel eğimle gelen kaotik çakıltaşları oluşturur. Bu paketin en alt kesiminde bütün bileşenler güneydoğudaki Tufanbeyli otoktonuna ait koyu gri kireçtaşı ve yeşil şeyllerden türemiş olup çoğunlukla köşelidirler ve çapları yer yer 3m'yi bulabilmektedir. Levhamsı bileşenler genellikle birbirlerine temas ederler (tane destekli) ve tabakalaşma düzlemine paralel olarak yeralırlar. İri bileşenlerin arası daha küçük çakıllarla ve yer yer kum boyu kırıntılarla doludur. Ender olarak masif, yanal devamsız çakıllı kumtaşı seviyelerine de rastlanılır. İstifin en alt kesimlerinde gözlenen böyle bir seviyenin değişik kıvrım desenleri gösterdiği gözlenir (Şekil 11 c). Stratigrafik olarak daha yukarılara doğru (73. metreden başlayarak) ofiyolit kayaçlarından türeyen bloklar da gözlenmeye baş-

lar. 130. metreden başlayarak tane boyunda belirgin bir küçülme ortaya çıkar ve aralara yer yer 3-4 m kalınlığa ulaşan kırmızı çamurtaşı/silttaşı seviyeleri katılmaya başlar. 150. metreden itibaren yukarı doğru belirgin bir kabalaşmayla, 30-40 cm çapında polijenik bloklardan oluşan çakıltaşı paketine geçilir (Şekil 11a).

İstifin daha üstteki bölümü, ortalama 20 m kalınlıkta iki çamurtaşı baskın seviyeyle ayrılmış 3 kaba taneli paketten oluşur. Çamurtaşları baskın olarak kırmızı renklidir, yer yer gri renkli dikey beneklenmeler içerirler. Aralarda yer yer 20-80 cm kalınlığa sahip, ince gastropod kavkıları da içeren yeşil çamurtaşı ve ince (3-5 cm) kömür seviyeleri de bulunur. Bir yeşil çamurtaşı seviyesinden (220. metre) elde edilen timsah (crocodilia indet.) ve insectivora (böcekçiyici) dişlerinin varlığına dayanılarak istif Erken Miyosen olarak yaşlandırılmıştır (G. Saraç, 2000, Sözlü görüşme). Çamurtaşı aralığı içinde ayrıca akıntı ripilli kumtaşları ile 3-5 cm çaplı köşeli çakıllardan ibaret yaygı şekilli çakıltaşları da yeralır. Bu sonunculara tabaka içinde yanal devamsız kumtaşı yaygıları ve genel olarak yukarı doğru incelmeye gözlenir.

Çamurtaşı baskın paketler, jeolojik anlamda ani sayılabilecek bir hızla yukarı doğru kabalaşarak çakıltaşı-baskın pakete geçerler (örneğin 300. metredeki geçiş), ya da aşınmalı bir dokanakla çakıltaşı tarafından üzerlenirler (Şekil 11a ve b). Çakıltaşlarını oluşturan bileşenler çoğunlukla orta derecede yuvarlaktır. Çapları yer yer 25-30 cm'ye ulaşabilir. Bazı seviyelerde 10 m kalınlık boyunca lüç bir ayrı kumlu seviye izlenmez. Kaba yatay tabakalanma ve tane desteği egemendir. Çoğunlukla ise her bir kaç metrede bir 15-20 cm kalınlığa ulaşan 5-6 m yanal devamlı kumtaşı yaygıları gözlenir.

Baloluk kesitinin ilk 100 metresini oluşturan çakıltaşları sarp bir yamaç öneyinde kaya düşmesi ve çığlanma gibi kütle taşınma süreçleri sonucu yüksek ilksel eğimlerle çökeltilmiş kaba taneli bir yamaç molozunu temsil etmektedir. Yüksek eğimli tabakalaşma düzlemine paralel duran iri levhamsı bloklar; bileşenlerin genelde köşeli olması, imbrikasyon türünden akışkan akışını gösteren verilerin izlenmemesi bu yorumu desteklemektedir.



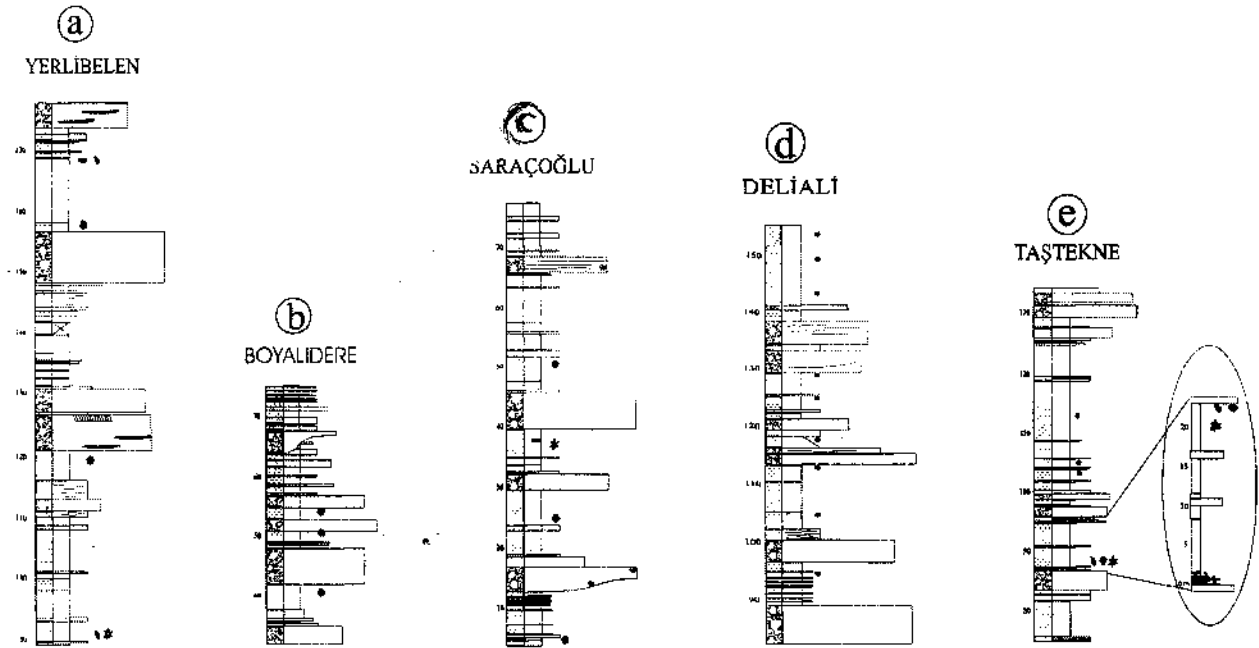
Şekil 11. a. Baloluk yelpaze kompleksinin dikme kesiti b.Çamurtaşlarından çakıkaşlarına geçiş c. İstifin tabanında olası sinsedimanter faylar ve ilgili deformasyon.

Figure 11: a. Sedimentological log of the Baloluk fan complex b. Vertical passage from gravel to mudstone c. Presumed syndimentary faults and related deformation in the basal levels. -

Baloluk istifinin daha yukarı kesimlerinde gözlenen çakıltı-baskın ve çamurtaşı baskın paketlerin ardalanması alüviyal yelpazelerin zaman içinde yanıl kaymaları sonucu ortaya çıkan bir deseni temsil etmelidir. Çamurtaşı baskın aralıklar, genel olarak Ağılıngedik yelpaze kompleksindekilere benzemektedir ve yelpazeler arası düşük enerji ortamlarında çökelen ince taneli sedimanları temsil etmektedir. Bitki köklerinin yarattığı dikey yeşil beneklenmeler, keskin tabanlı ince kumtaşları, organikçe zengin seviyeler ve kiremit kırmızısı renk su üstü koşulların genel verileridir. İki seviyede gözlenen gastropodlu, timsah dişli yeşil çamurlar yine yelpazeler arasındaki alçak alanlarda konumlanan geçici sığ göllerin varlığını göstermektedir. Çakıltı baskın aralıklar, kaba yatay tabakalanmalarıyla ve ince taneli sediman içermeleriyle Miall (1977)'in yakınsak örgülü akarsu modeline benzerlik göstermektedir.

Delialıuşağı aksel teknesi

Çoğunlukla kalın çakıltı ve ince çamurtaşı aralıklarının ardalanmasıyla temsil olunan kuzeybatıdaki Boyalıdere alüviyal yelpaze kompleksi ve güneydoğudaki Ağılıngedik ve Baloluk Yelpaze komplekslerinden farklı olarak, incelenen alanın kuzeyinde Karaköy (F3) civarından başlayıp güneye doğru Yerlibelen tepe (E3), Dikme köyü (E4), Delialıuşağı köyü (E6) ve Taştezne tepe'ye (B8) doğru uzanan bir kuşak içinde sıkça kalın çamurtaşı araseviyeleri ile ardalanarak görece ince taneli bir çakıltı istifi yüzeylenir (Şekil 2a ve 4). Aynı zamanda havzanın en çukur kesimlerini temsil eden bu alanda (Şekil 6) çökelmiş sedimaner kayaçların ortamsal özelliklerini temsil etmek üzere bazı kesitler Şekil 12'de verilmiştir.



Şekil 12. Delialıuşağı aksel teknesindeki çökellerin farklı kesitlerde fasiyes özellikleri.

Figure 12. Facies characteristics of the Delialıuşağı axial trough infill in various measured sections.

Delialıuşağı Aksel Teknesinde çökelen istiflerin ortak özelliği çakıltı/kumtaşı ile ardalanarak çamurtaşı ara seviyelerinin yer yer 20 m kalınlığa ulaşmaları ve toplam kesitin bazen yarısından fazlasını oluşturmalarıdır. Çamurtaşı seviyeleri çoğunlukla kırmızı renklidir, yer yer kalıç (pedojenik

CaCO₃) yumrularını ve kalınlığı 15-20 cm'ye ulaşan yanıl devamlılığı büyük kalıç tabakalarını içerebilirler. Kalınlığı 50 cm'i bulan keskin tabanlı, paralel tabakalı/asimetrik ripillı kumtaşları çoğunlukla çamurtaşı paketinin bir bileşenini oluştururlar. İstif içindeki yeşil renkli çamurtaşları yer yer 10-12

m kalınlığa ulaşabilirler, bazı seviyelerinde narin gastropod kavkılarını ve bol bitki kalıntısından ibaret 5-10 cm kalınlığında siyahımsı organik zonları içerirler (Şekil 12a ve e).

İstif içindeki çakıltaşları Yerlibelen kesitinde (Şekil 12a) yer yer 10 m kalınlığa ulaşırken buradan güneye Saraçoğlu kesitine (D5) doğru bir inceleme (5-6 m) gösterirler. Delialiuşağı kesitinde ise tek tek çakıltaşı seviyelerinin kalınlığı yeniden hissedilir bir artış göstererek 15 m'ye ulaşır (Şekil 4 ve Şekil 12d). Çakıltaşlarının tane boyu ve bileşenleri de 15 kn'lik kuşak boyunca belirgin farklılıklar sunar. Yerlibelen tepe civarında maksimum çakıl çapı 15-20 cm (bazı seviyelerde 25 cm) iken Saraçoğlu kesitinde 10-15 cm mertebesindedir. Daha güneydeki Delialiuşağı kesitinde maksimum tane boyu yeniden 20-25 cm'e ulaşmaktadır. Çakıl türleri açısından değerlendirildiğinde, önceki kesitlerde farklı kaynaklardan türemiş çakıllar az çok eşit oranlarda temsil edilirken, bu kesitte çok büyük oranda (hatta bazı tabakalarda tamamen -örneğin 172. metredeki tabaka-) KB'daki Siyah Aladağ napından türeyen çakıllara rastlanmaktadır.

Delialiuşağr eksenel teknesini dolduran çakıl taşlarında en sık rastlanan yapı masif/kaba yatay tabakalanmadır. Bir çok seviyede yanal devamlılığı bir kaç 10 metreye ulaşan metrik düzlemsel çapraz tabakalanmaya da rastlanmıştır (Şekil 12a). Bu sonuncular çoğunlukla tek takımlar halinde kaba yatay tabakalanmayla yanal ve düşey geçişli olarak bulunurlar. Yalnızca Saraçoğlu kesitinin 80. metresindeki bankta üstüste iki adet bu türden setin varlığı saptanmıştır. Her iki fasiyes te çoğunlukla tane desteklidir, çakıllar yer yer uzun eksen imbrikasyonu gösterirler. Çakıltaşları alttaki çamurtaşları üzerine çoğunlukla düşük açılı bir kazınmayla gelirler, ender olarak çok belirgin kanal geometrisine sahip olabilirler (Şekil 9d).

Çakıltaşlarına eşlik eden kumtaşlarında en yaygın fasiyes yanal devamsız masif kumtaşı fasiyesidir. Bu, çakıltaşlarının pürüzlü üst topografyasını çoğunlukla 15-20 cm kalınlığında örter, yer yer yüzen çakılları içerir. Yanlara doğru kamalanarak çakıltaşı içinde kaybolur. Ayrıca çakıltaşı paketlerinin en üst seviyesini işgal ederek,

bir kaç metre kalınlığa ulaşan ve çakıltaşlarıyla birlikte yukarı doğru incelen çevrimler oluşturan kumtaşı paketlerine de sıklıkla rastlanır. Bu kesimlerde en yaygın fasiyesler laminalı kumtaşı ve düzlemsel / teknesimsi çapraz tabakalı, yer yer çakıllı kumtaşıdır.

Delialiuşağı eksenel teknesinin en güney ucunda yeralan Taşteknede (B8) iki seviyede rastlanan bazı denizel fosiller havzanın en azından bu kesiminin kısa bir süre deniz etkisinde kaldığını göstermektedir (Şekil 12e). İlksel topografya nedeniyle (bkz. Şekil 6) Delialiuşağı kesitinin çok üst seviyelerine karşılık gelen Taşteknede civarındaki istif alta yukarı doğru incelen çevrimler gösteren çakıltaşları ile başlar. 46. metredeki 10 m kalınlığında fosilsiz, bitki izli sarımsı kahverengimsi çamurtaşı seviyesinden sonra 75. metrede ikinci ve daha kalın bir yeşil çamurtaşı baskın istif ortaya çıkar. Bu paketin 86. metresindeki bir çakıltaşı tabakasından sonra bol bitki kalıntılarının bulunduğu bir düzey ve ardından ilk *Turritella (Eichwaldiella)* fosilleri gözükmeye başlar (Şekil 12e). Yukarı doğru, yer yer 4-5 cm uzunluğunda kömürleşmiş dal parçalarını içeren fosilsiz gri çamurtaşlarına geçilir. Burada bazı seviyeler parlak gri killerden oluşur. Çamurtaşı paketinin en üst seviyesine doğru bir kaç kumtaşı-çakıllı kumtaşı seviyesinden sonra yine organik seviyeler ve bu kez *Crassostrea gryphoides crasis sis sima (Lamarck)*, *Terebralia bidentata (Defrance)*, *Terebralia lignitarium (Eichwald)*, *Terebralia lignitarium (Eichwald)* ve *Turritella (Eichwaldiella)*"dan oluşan daha zengin bir denizel faunayla karşılaşılır (Şekil 12e). Özellikle ostreaların gruplar halinde fosilleştikleri gözlenir. Fosilli seviyeler keskin bir dokanakla K 15 D yönüne işaret eden iyi boylanmış düzlerhsel çapraz tabakalı kumtaşıyla örtülür ki, bu daha alttaki Delialiuşağı eksenel teknesindeki paleoakıntıların tam tersine bir yöne işaret etmektedir. Her iki seviyede gözlenen fauna Langiyen yaşlıdır ve sığ denizel ortamı temsil etmektedir (Y. İslamoğlu, 2000, Sözlü görüşme).

Elde edilen verilerden kalıçiler belirgin mevsim farklılığına sahip yarıkurak bir iklime; yaygın kırmızı çamurtaşları ve bunlar arasındaki yer yer fo-

silli yeşil çamurtaşları ve ince kömürümsü düzeyler geniş taşkın düzlükleriyle kısa ömürlü ıslak alanların varlığına işaret etmektedir. Kalın çakıltaşları içindeki tane destekli masif / kaba yatay tabakalanma ve metrik düzlemsel çapraz tabakalar tek yönlü akıntı içinde çekimle taşınmayı anlatırlar (Rust, 1972). Bir bütün olarak görece düşük eğimli, güneye akaçlanan bir akarsu sisteminden sözedilebilir. Bu sistemin kuzeyden güneye 15 km boyunca tekdüze bir tane boyu/tabaka incelenmesi göstermemesi ise kuşak boyunca yanlardan kırıntılı sistemlerinin (Cevizdağ dolgusu ve Boyalıdere yelpaze kompleksleri) sokulmasının bir yansıması olarak yorumlanabilir (Şekil 5). Alanın en güneyindeki Taşteknede bu akarsu sistemi içine sokulan sığ denizin paralik ürünleri (kömürleşmiş bitkilerce zengin seviyeler) ile sığ denizel fosilleri içeren çamurtaşları korunabilmiştir.

DİKME BÖLGESİNİN MİYOSEN PALEOCOĞRAFYASI

Dikme havzasını dolduran sedimanter kütlelerin birbirleriyle ilişkisi ve bunları kontrol eden tektonik unsurlar Şekil 5'te gösterilmiştir. Genel anlamda paleoakıntı verileriyle de desteklenen (Şekil 2a) bu havza depolanma modeli, KD uzanımına sahip olan 15 km genişlikte bir fay zonunun sedimantasyon üzerinde oldukça açık kontrolüne işaret etmektedir. Yapısal unsurların kontrolü bir kaç yolla kendini açığa vurmaktadır. Öncelikle kenar fayları arasında kalan alan bizzat çökmenin gerçekleştiği Dikme havzasını oluşturmuştur. Kenar faylarından havzanın ortasına doğru birbirine zıt yönde kaba kırıntılı sistemleri (kuzeybatıda Boyalıdere yelpaze kompleksi, doğuda ise Ağılıngedik ve Baloluk Yelpaze kompleksleri) uzanmaktadır. Bu yanal yelpaze sistemleri ortasında, bu çalışmada Delialıuşağı eksenel teknesi adı verilen bir kuşakta yer yer ince taneli (taşkın düzlüğü ve gölsel) fasiyesleri içeren bir çakıllı akarsu sistemi gelişmiştir. Kanal geometrisi, çapraz tabakalar ve çakıl imbrikasyonlarından oluşan paleoakıntı verileri bu sistemin güneye doğru aktığını göstermektedir (Şekil 2). Dikme havzasını oluşturan ve buradaki sedimantasyonu kontrol eden fay sistemi yalnız i İd havza kenar fayından oluşmahiçte, kendini en açık olarak Yıldız Tepe

yükselminde gösteren bazı ikincil fayları da içermektedir. Bunlara ek olarak, Cevizdağı paleovadi dolgusu ile onun bugün bile izlenebilen eski yatağının KD gidişli uzanımı kontrol faylarının drenaj sistemi üzerinde de etkili olduğunu göstermektedir.

Dikme havzasında sedimantasyon, bu çalışmada belirlenen timsah dişlerinin (*Crocodylia indet.*) ve daha önce sonuçları Ulakoğlu (1983/1984)'nda verilen palinolojik bulguların da gösterdiği üzere, Erken Miyosen'de başlamış olmalıdır. Bu erken dönem, genel olarak taşkın ovalarında kalıcı oluşumlarına yolaçan mevsimsel farklılıkların mevcut olduğu yarıkurak bir iklimle, olasılıkla faylar tarafından belirlenen D-B ve KD-GB uzanımlı havza içi çukurluk ve sırtlarla temsil edilebilir. Açık korelasyonumuz olmamakla birlikte Şekil 6'da verilen havza taban topografyası haritasından eksenel teknenin daha başından beri varolduğu, dolayısıyla havza kenar fasiyeslerini oluşturan yelpaze komplekslerinin de erkenden gelişmeye başladıkları ileri sürülebilir. Kaba klastik getiriminin her iki kenarda da sürekliliği ve KB kenarda Boyalıdere yelpaze kompleksi içinde gözlenen açıl uyumsuzluk ve kaotik sedimantasyon (Şekil 9b ve c), sedimantasyonla eşzamanlı tektonizmanın açık kanıtlarını oluşturmaktadır.

Alanın güneyinde, istifin stratigrafik olarak (ölçülebilen bölümünün) orta kesimlerine doğru Orta Miyosen (Langiyen) yaşlı iki ince denizel seviye ortaya çıkmakta, ancak bunlar kuzeye doğru uzanmamaktadır. İleri sürülen havza depolanma modeli çerçevesinde (Şekil 5) Langiyen denizinin havzaya sokulabileceği yegane alanın aynı zamanda Delialıuşağı eksenel teknesini dolduran akarsu sisteminin yöneldiği güneydeki Adana havzası olması beklenir.

Dikme havzasındaki bu sedimantasyon ve yapısal kontrol deseninin ne zamana kadar sürdüğü, üzerinde henüz büyük kesinlikle konuşulabilecek bir konu değildir. Ancak alanın kuzeyindeki Karaköy civarından elde edilen, henüz ihtiyatla yaklaşılması gereken stratigrafik veriler Dikme havzasının Pliyosen'e kadar varlığını korumuş olabileceğini göstermektedir.

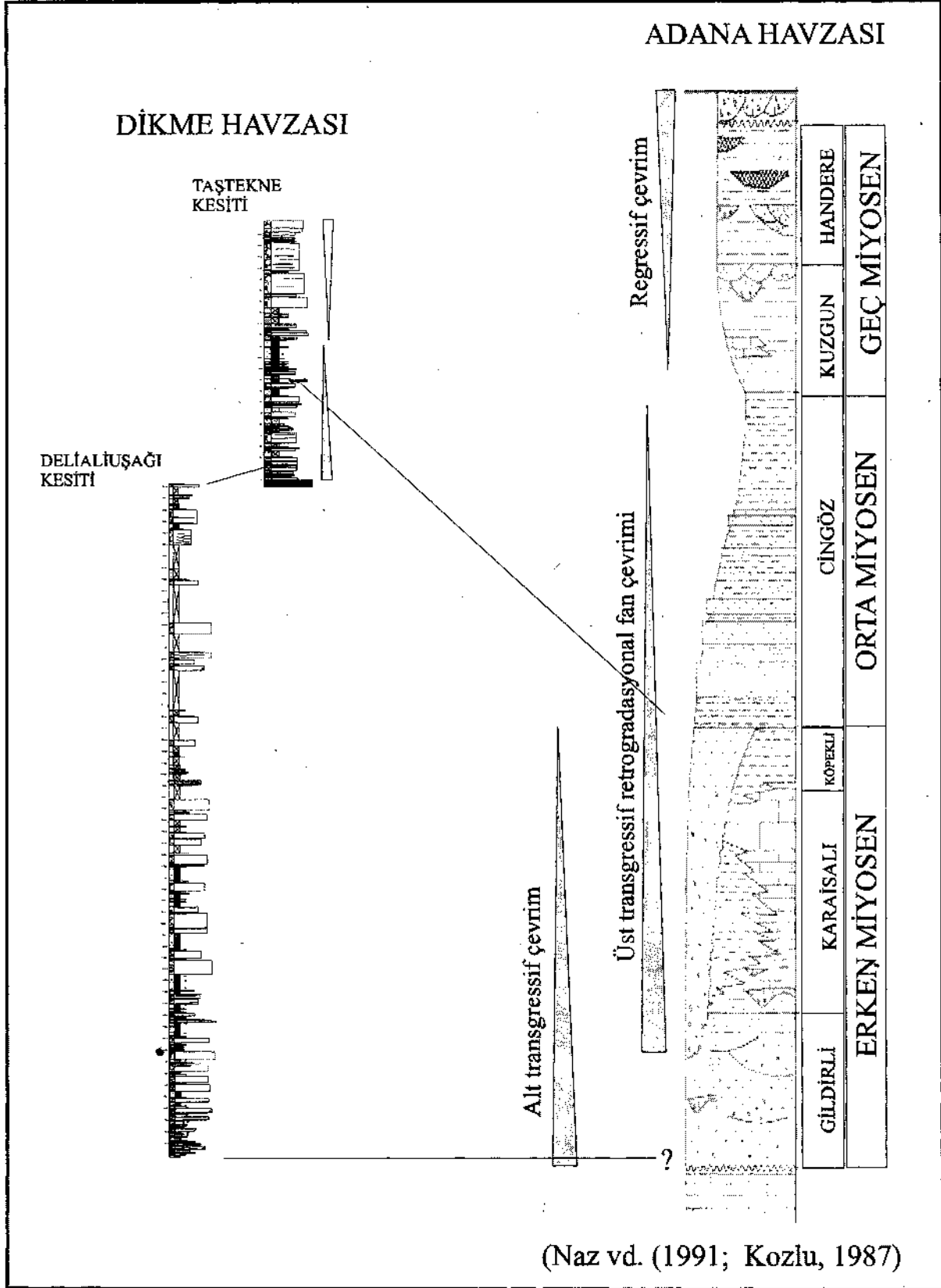
DİKME VE ADANA HAVZALARININ İLİŞKİLENDİRİLMESİ

Adana ve Dikme havzaları bugün yaklaşık 40 km genişliğinde bir ofiyolitli melanj kuşağı yüksekliğiyle birbirinden ayrılmış iki ayrı havza görünümünde olmakla beraber (Şekil 1), benzer tektonik kontrole sahip olmaları ve birbirlerini tamamlayan sedimanter desenleri bu iki havzanın Miyosen'de paleocoğrafik ve kökensele olarak ilişkili olduklarını göstermektedir. Başka bir deyişle Adana havzasının Miyosen'de Dikme bölgesine ve hatta daha kuzeye kadar uzanan genişçe ve daha hızlı çöken bir havza olduğu ileri sürülebilir. Bu havzanın Toros dağlarının yükselmesiyle parçalanması Pliyosen'e tekabül etmektedir (Williams vd., 1995; Dhont vd., 1999).

Bu iki havzadan Adana havzasının doğusunda KD ve DKD gidişli fayların önemli bir rol oynadığı belirtilmiş (Ünlügenç vd., 1992), bu faylardan bazılarının bugünkü Toros yükseliminin hemen güneyinde daha genç çökeller altında gömülü bulunduğu ileri sürülmüştür (Görür, 1992). Havzada sedimantasyonun Erken Miyosen'de (olasılıkla Akitaniyen) hep bugünkü yüksek Toros dağlarından türemiş karasal çakıllarla başladığı, transgresyonla birlikte fan-deltalara, resifal karbonatlara, şelf çamurtaşlarına ve giderek Langiyen'de derin deniz yelpazelerine geçildiği pek çok araştırmacı tarafından kabul görmektedir (Şekil 13). Yalçın ve Görür (1983), Naz vd. (1991) ve Gürbüz (1999) Cingöz derin deniz yelpazelerinin çökelişi sırasında bile kuzeyden güneye bir beslenmenin baskınlığını sürdürdüğünü belirtmektedirler. Tortoniyen başında, çok açık tektonik kontrole bağlı olarak (Williams vd., 1995) sığlaşana kadar havza, yukarı doğru derinleşen/incelen bir istif karakteri sunmaktadır (Yetiş, 1988; Ünlügenç, 1997; Gürbüz, 1999). Tortoniyen'le birlikte yer yer açılmalıkla Kuzgun formasyonunun deltyaik kumları çökelmiş ve bundan sonra havza ortasında karasal sığ denizel sedimantasyon Pliyosen sonuna kadar sürmüştür. Williams vd. (1995), havza güneyinde açıklıkla izlenirse de, Pliyosen'de havza kuzeyinde normal faylara bağlı olarak büyük yükselimsel ortaya çıktığını ve ilksel Adana havzasının parçalandığını belirtmektedir. Adana havzasının doğusu ve sedimanter evrimini özetleyen bu kısa değerlendirme Dikme havzasımdakine benzer/onu bütünle-

yen anahat olarak sunmaktadır. Her iki havzanın yaklaşık KD uzanımlı faylar tarafından kontrol edilmesi bu yapısal unsurlardan sorumlu tektonik stilin olasılıkla Doğu Toros kuşağı boyunca yaygınlığını kanıtlamaktadır (Ocakoglu, 2001). Stratigrafik kaydın doğasına gelince, Dikme havzası sedimanter evrimi boyunca Adana havzasının hep kara tarafındaki alanları işgal etmiştir ve zaman aşmalı olarak Adana havzasının tabanında yer alan Gildirli formasyonuna benzer kaba kırıntılı karasal çökellerle doldurulmuştur (Şekil 13). Dikme havzasında karasal çökelişi sağlayan ana akarsu sistemindeki paleokıntı deseninin, Adana havzasını tamamlar bir biçimde, genel olarak güneye yönelmesi bu iki havzanın birbiriyle ilişkili olduğu tezini desteklemektedir. Değişik araştırmacılar tarafından (örneğin Naz vd., 1991; Gürbüz, 1999) Erken Langiyen olarak yaşanan Cingöz derin deniz yelpazelerinin ortaya çıkışı inceleme alanındaki biricik sığ deniz girmesine karşılık gelmektedir ki, bu Adana havzasındaki görece deniz seviyesi yükseliminin Dikme havzasını doğrudan etkilediğini göstermektedir. Ancak Adana havzasında gözlenen 3 adet büyük ölçekli çevrimin Dikme havzasındaki çökelişin tamamına yakını temsil eden ve birbirini tamamlayan Delialıuşağı ve Taştekn kesitlerinde belirgin bir şekilde izlenemediği de anlaşılmaktadır (Şekil 13). Bunun nedeni olasılıkla inceleme alanının havza kenarlarına çok yakın olması ve sürekli kaba kırıntılı getiriminin, östatik deniz seviyesi değişiminin yarattığı sedimanter desenleri bozması olarak düşünülebilir.

Miyosen, özellikle Orta-Geç Miyosen paleocoğrafyasında, Adana havzasının kuzey kenarı Dikme havzası kuzeyinde sonlanıyor muydu? İnceleme alanı kuzeyinde Bakırdağ civarında yapılan gözlemler, Dikme havzasında Ağılıngedik yelpaze kompleksi olarak adlanan, distal kısımlarında bu çalışmada Karaköy aglomera üyesi adı verilen piroklastik paketi de içeren çakıltaşı istifinin neredeyse aynı özellikleriyle oralara kadar uzandığını kanıtlamaktadır (Şekil 1; ayrıca bkz. Metin, 1986). Delialıuşağı aksel teknesi sedimanlarını postsedimanter olarak kesen Karaköy fayı ve onun KD'ya doğru uzantısı (Şekil 2) Dikme havzasının olasılıkla Geç Pliyosen'e tekabül eden parçalanmasından sorumlu olmalıdır.



Şekil 13. Dikme ve Adana havzası dolgularının deheştirilmesi.

Figure 13. Correlation of the Dikme and Adana basins' fills.

SONUÇLAR

Doğu Toros dağlarının zirvesini oluşturan Aladağların kuzeydoğusunda, bugünkü Adana havzası çökellerinden en az 40 km kuzeyde ve yer yer deniz seviyesinden 1900 m yüksekte bulunan Mi-yosen yaşlı istiflerin sedimentolojik analizini konu alan bu çalışma incelenen sedirnanların Dikme havzası adı verilen, özgün depolanma desenine sahip bir havzada çökeldiklerini ortaya koymaktadır. Havza KD gidişli, 15 km genişliğinde bir tek graben görünümünde ise de, kendi içinde fay kontrollü ikincil engebeleri içerir. Havza dolgusunun ortamsal yorumu KB ve D havza kenarlarının genellikle kohezyonsuz moloz akışı ve örtü akışlarının baskın olduğu aluviyal yelpazeler (sırasıyla Boyalıdere ile Ağlıngedik ve Baloluk yelpaze kompleksleri) tarafından işgal edildiğini göstermektedir. Her iki kenar çökel sistemi havza ortasına doğru genişçe taşkın düzlükleriyle geçici gölleri de kapsayan ve genel olarak güneye akaçlanan bir çakıllı akarsu sistemine geçerler. Bu akarsu sisteminin Delialıuşağı aksenal teknesi adı verilen ve havza evrimi boyunca varlığını koruyan kabaca K-G uzanımlı bir çukurluğa yerleştiği anlaşılmaktadır. Yalnız alanın güneyinde, havza dolgusunun gövdesini oluşturan akarsu çökelleri arasında gözlenen Langiyen yaşlı ince bir denizel seviye sığ denizin havzaya güneyden hafifçe sokulup çekildiğini göstermektedir.

Dikme havzasıyla bugün kuzey kenarı onun 40 km kadar güneyinde gözlenen Adana havzasını kontrol eden yapısal unsurların benzer niteliklere sahip olduğu anlaşılmaktadır. Daha önemlisi, Dikme ve Adana havzalarının depolanma deseni birbirlerini tamamlar niteliktedir. Her zaman daha derin ortamsal koşulların ve hızlı sedimentasyonun egemen olduğu Adana havzasında gözlenen iki transgressif ve bir regressif çevrimin, evrimi boyunca baskın olarak karasal koşulların egemen olduğu Dikme havzasında gözlenmemesi, bu ikincisinde etkin lokal tektonik ve bunun sonucu ortaya çıkan kaba klastik getiriminin önemli rol oynadığı ileri sürülmüştür.

EXTENDED SUMMARY

This study evaluates a marine-influenced Miocene outcrop (through this summary, the "Dikme Basin") at the top of Taurus Mountains (NE Aladağ) at altitudes as high as 1900 m from a sedimentological viewpoint (Figures 1 ve 2). The previous mapping activities during 70s and 80s greatly neglected these sediments saying that they were deposited in continental environments ranging from alluvial fans to lakes with some volcanic intercalations from nearby Erciyes Volcanic Complex (Metin, 1986). This area presents a great potential thanks to its deeply incised and mostly horizontal Miocene outcrops to shed light upon the sedimentary dynamics of fault-controlled basins, and the paleogeography of the Adana basin and the surrounding region.

The study area is situated on the dividing zone between the mountainous eastern Taurides in the south and relatively plain Central Anatolia (except some huge stratovolcanoes such as Mt. Erciyes) in the north (Figure 1). Mountainous zone which also constitutes basement, consists of a nappe stack upon the Tufanbeyli autochthone, with both oceanic and platform affinities that telescoped in the course of the closure of northerly situated Neotethyan strands during the Late Cretaceous and the following collisional events (Özgül, 1983).

Two elementary lithostratigraphic units that are separated from each other by an unconformity were distinguished in the area (Figure 3). The basal unit, the Yaylacik formation, constitutes the bulk of the basin fill and includes four members, three of which expose only in the north around Karaköy village (Karaköy agglomerate member, lacustrine limestone member and ignimbrite member). The fourth member is a thin marine -influenced unit (Taştekné mudstone member) to the south of the basin. The overlying Kumlugedik tepe formation consists of loosely packed conglomerates and red mudstones probably of Late Pliocene age, and formed under unrelavent context with the Dikme basin.

In order to evaluate the basin fill architecture and the sedimentary processes involved, 8 measured sedimentologic logs and numerous supplementary spot observations were carried out through the basin (Figure 4). A series of ancient depositional features were described by the evaluation of sedimentological logs and still-preserved older morphological evidences, such as palaeovalleys. Through clockwise direction, the observed basin fill features are; 1) Ceviz dağ valley-fill deposits 2) Boyalidere fan complex 3) Agilingedik fan complex 4) Baloluk alluvial fan 5) Tastekne marine/coastal plain interval 6) Delialiusaği axial deposits (Figure 5).

Among them, the Ceviz dağ paleo-valley fill deposits are situated in the southwest and are characterized by fining-upwards cycles of several metres thick (Figure 7a, b, c). Environmental interpretations show that the Ceviz dağ paleo-valley fill is composed of relatively proximal braided river sediments that deposited by an eastward (i.e. basin ward) flowing fluvial system.

Boyalidere alluvial fan complex is characterized by very coarse elastics without any fine muddy intercalations, and by an intraformational unconformity. Massive and crude-bedding dominates in the body (Figure 8). From place to place, relatively well sorted sieve deposits with open framework can also be observed. Fan complex deposits show a gradual passage to relatively fine-grained sediments towards the basin centre. Around the north of Kurd hill, a tilting in the marginal fan complex deposits of about 10° and horizontally overlying very coarse sediment wedge of about 10 m in thickness is interpreted as evidences of a synsedimentary tectonic movement (Figure 9b, c).

Agilingedik and Baloluk fan complexes occupy the eastern margin of the Dikme basin (figure 5). They resemble each other with respect to spatial distribution, but differ by their relative abundance of fine elastics. In the Baloluk complex, fans are separated by relatively wider and calm interfan areas where mud deposition occurred in oyerbank areas or in small wetlands. Palaeocurrent data

indicates a flow from mountainous area (Tufanbeyli autochthone) towards the basin west and northwest. In either fans sheet flows and sometimes debris flows dominate as sediment deposition processes.

The fore-mentioned marginal facies show passage towards the basin center, a N-S running paleomorphologic entity, the Delialiusaği axial trough. This is a depression formed in relation with the tectonism and syn-tectonic erosion, and filled mostly with gravely fluvial deposits (Figures 5 and 6). These deposits are characterized in general by equal amount of gravel and mud fractions, and by erosive-based, fining upwards cycles of several m thick (Figure 12). Muds in the sections may be red or gray/green, sometimes with fresh water fauna, and represent overbank areas or short-term lakes. At the very south of the area, around Tastekne, a thin marine-influenced level with *Crassostrea gryphoides crasississima* (Lamarck), *Terebralia bidentata* (Defrance), *Terebralia lignitarium* (Eichwald), *Terebralia lignitarium lignitarium* (Eichwald) and *Turritella* (Eichwaldiella), marks a short marine inundation from the south (Figure 2).

A correlation between the Dikme and Adana basin's fills is also attempted (Figure 13). Two deepening upwards cycles (Aquitanian to Langian, and Langian to Tortonian) and a shallowing upwards one (from Tortonian to Pliocene) that are observed in the Adana basin is not seen in the Dikme basin, where the whole record consists of coarser terrestrial elastics. The only well-established correlation is the short-lived Langhian inundation whose correlative in the Adana basin probably matches with the initiation of deep sea fan sedimentation in response to a rapid rise of relative sea level. It is concluded that absence of sequential resemblance with the Adana basin is probably related with the proximity to fault-bound margins of the Dikme basin.

TEŞEKKÜR

Çalışma Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nün "Doğu Torosların Maden Jeolojisi" adlı projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir. Proje

yöneticisi Dr. Mustafa Şenel bölgeyle ilgili birikimlerini cömertçe paylaşmıştır. Aynı kurumdan Dr. Gerçek Saraç'tan arazideki tartışmalarımız ve verdiği memeli yaşları sayesinde oldukça yararlandım. Dr. Yeşim İslamoğlu araziden toplanan makrofosillerin tanımlamasını yaparak yaşlandırdı. Son olarak makaleyi değerlendiren Prof. Dr. Nizamettin Kazancı ve Doç. Dr. Ulvican Ünlügenç'e yapıcı eleştirileri için teşekkürü borç bilirim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Dhont, D., Chorowicz, J. ve Yürür, T., 1999. The Bolkar Mountains (Central Taurides, Turkey): a Neogene extensional thermal uplift? *Geological Bulletin of Turkey*, 42, 2, 69-87.
- Görür, N., 1977. Sedimentology of the Karaisalı limestone and associated elastics (Miocene) of the Northwest flank of the Adana basin, Turkey. PhD thesis, University of London, 244 pp. (yayımlanmamış).
- Görür, N., 1979. Karaisalı kireçtaşı'nın (Miyosen) sedimentolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22, 123-128.
- Görür, N., 1982. Adana havzasının petrol potansiyelinin değerlendirilmesinde yeni bir görüş. *Türkiye 6. Petrol Kongresi*, p. 73-80. *
- Görür N., 1985. Depositional history of Miocene sediments of the NW flank of the Adana basin. In: E. İzdar and E. Nakoman (editors). 6th colloq. *Geology of the Aegean Basins*. *Piri Reis Int. Contr. Ser. Publ.*, 2, 185-208.
- Görür,⁴ N., 1992. A technically controlled alluvial fan which developed into a marine fan-delta at a complex triple junction: Miocene Gildirli Formation of the Adana Basin, Turkey. *Sedimentary Geology*, 81, 243-252.
- Gürbüz K. ve Kelling, G., 1991. Evolution of Miocene submarine fans, northern Adana basin, Turkey. *EUG VI Strasbourg*, 24-8 March, *Terra Abstracts*, p. 342.
- Gürbüz K. ve Kelling, G., 1993. Provenance of Miocene submarine fans in the northern Adana basin: a test of discriminant function analysis. *Geological Journal*. 28, 277-294.
- İlker, S., 1975. Adana baseni kuzeybatısının jeolojisi ve petrol olanakları. *TPAO Arama arşiv no: 973* (yayımlanmamış), Ankara, 63 p.
- Kelling, G., Gökçen, S.L., Floyd, P.A. ve Gökçen, N., 1987. Neogene tectonics and plate convergence in the eastern Mediterranean: new data from southern Turkey. *Geology*, 15, 425-429.
- Metin, S., 1986. Doğu Toroslar'da Bakırdağı ve dolayının jeolojisi. *MTA Genel Müdürlüğü Derleme No: 7888*, 95 p. (yayımlanmamış).
- Miall, A.D., 1977, A review of the braided-stream environment, *Earth Science Reviews*, 13, 1-62.
- M.T.A., 1989. Geological Map of Turkey of 1/2.000.000 scale (Ed. E. Bingöl).
- Naz, H., Çuhadar, Ö. ve Yeniay, G., 1991. Middle Miocene deep-sea fan deposits of the Adana basin, south-central Turkey. In O.Sungurlu Symposium, November 1991, *Proceedings*, pp. 190-212. Ankara/Turkey.
- Ocakoğlu, F., 2001. Analysis of a relict Miocene basin high in the Taurus mountains (NE Aladağ): new insights regarding the palaeogeography of the Adana basin, SE Turkey. *Fourth International Turkish Geology Symposium, Abstracts*, pp.??
- Özgül, N., 1983. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. In *Geology of the Taurus Belt*, *International Symposium*, 26-29 September. Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (Eds.), p 77-90.
- Rust, B.R., 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, 18, 221-245.

- Schmidt, G.C., 1961. Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district VII. Petroleum Administration Bulletin, 6, 47-63.
- Tekeli O. Aksay, A., Ergün, B. M. ve Işık, A., 1983. Geology of the Aladağ Mountains. In Geology of the Taurus Belt, International Symposium, 26-29 September. Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (Eds.); 143-158.
- Ternek, Z., 1957. Adana baseni Alt Miyosen (Burdigaliyen) formasyonları ve diğer formasyonlarla ilişkisi ve petrol olanakları. Mineral Research and Exploration Institute Bulletin, 49, 60-80.
- Ulakoğlu, S., 1983-1984, Aladaglarda Yahyali (Kayseri) bölgesinin jeolojisi, İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Yerbilimleri Dergisi, 4/1-2, 1-44.
- Ünlügenç, U.C., 1997. Adana baseni Tersiyer stratigrafisi üzerine yeni gözlemler. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. yılı Simpozyumu. 30 Nisan-3 Mayıs. Bildiri Özleri, 281-282.
- Ünlügenç, U.C., Williams, G.D. ve Kelling, G., 1992. Extensional tectonism in the Early Miocene Adana basin deposits, southern Türkiye. Turkish Geology Workshop, 9-10 April, Keele Univ., England, p 76-77.
- Williams, G.D., Unlugenc, U.C., Kelling, G. ve Demirkol, C., 1995. Tectonic controls on stratigraphic evolution of the Adana Basin, Turkey. Journal of Geological Society, London, 152, p 873-882.
- Yalçın, N. ve Görür, N., 1983. Sedimentological evolution of the Adana basin. In: Geology of the Taurus Belt, International Sym. On the Geology of the Taurus Belt. O. Tekeli ve C. Göncüoğlu (Ed.), s 165-172.
- Yetiş, C., 1988. Reorganization' of the Tertiary stratigraphy in the Adana basin, southern Turkey. News. Stratigr., 20, 1, 43-58.
- Yetiş, C. and Taner, Ü., 1987. Adana baseni Burdigaliyen-Tortoniyen istifinin sedimentolojik gelişimi. 7. Petroleum Congress, Proceedings, pp 322-331.



Evidences of Extensional Tectonics at
the Southern Boundary of the Galatean
Volcanic Province, NW Central Anatolia
*Galatya Volkanik Bölgesinin (KB İç Anadolu, Türkiye)
Güney Sınırında Kabuk Açılmasına Ait Veriler**

M. Tekin YÜRÜR Hacettepe University, Department of Geological Engineering, 06532, Beytepe, Ankara, Turkey
e-mail: tyurur@hacettepe.edu.tr
Abidin TEMEL Hacettepe University, Department of Geological Engineering, 06532, Beytepe, Ankara, Turkey
Onur KÖSE University of 100. Yıl, Department of Geological Engineering, Van, Turkey

Abstract

Crustal extension directions trending NNE-SSW and NW-SE to NNW-SSE are documented at the southeastern boundary of the Galatean Volcanic Province (GVP), located at the NW central Anatolia, and at the north of the Aegean Region, in Turkey. Extension affects a continental volcano-sedimentary sequence deposited between the Early Miocene to Pliocene (?) time. Field observations suggest syntectonic volcanism and sedimentation, and extension may begin in the Early-Middle Miocene time. Similar Miocene crustal extension directions are known from the Aegean Region. Both zones have also comparable Miocene magmatic evolutions, characterized by production of Lower-Middle Miocene calc-alkalic and Upper Miocene alkalic magmas.

The GVP is presently bounded at the north by the North Anatolian fault (NAF), the most important active fracture zone of the Anatolian block. The stress fields associated with the GVP extensions and the NAF movements clearly are different. This implies that the GVP extensional regime must have ended prior to the NAF initiation at the Early Pliocene.

Based on the structural and magmatic similarities, we propose that the Aegean and GVP zones were parts of the same block, during possibly much of the Miocene, until the Early Pliocene NAF inception.

Keywords: Aegean Zone - Galatean Volcanic Province - Anatolia - North Anatolian fault - Crustal stretching

ÖZ

Arazi çalışmaları, Galatya Volkanik Bölgesi (GVB) güney-doğu kesiminin KB-GD ile KKB-GGD ile KKD-GGB doğrultulu ve açılmalı (ekstansiyonel) bir tektonik rejim geçirdiğini göstermektedir. Yerel volkanotortul istifin dizilimi ve bu istif kesen kırıkların durumu (Toprak vd., 1996), bu açılmanın Pliyosen (?) sonrası olabileceğine işaret etmektedir. Buna karşın, arazi gözlemleri, volkanizma ile eşzamanlı olduğu bilinen çökmenin aynı zamanda fay I anma ile eşzamanlı olabileceğine dikkat çekmektedir.

Belirlenen doğrultulardaki kabuk uzamalarının Ege Bölgesini de, Miyosen'de veya günümüzde etkilediği bilinmektedir. Bu yapısal benzerliğin yanı sıra, hem Ege'de (Yılmaz, 1990) hem de GVB'de (Tankut vd., 1998), erken-orta Miyosen'de kalk-alkali magmalar, geç Miyosen'de ise alkali magmalar üretilmiştir. GVB'yi etkileyen açılma, yörenin

en önemli fayı olan Kuzey Anadolu fay (KAF) zonuna ilişkin güncel gerilme koşullarına aykırıdır. Diğer bir deyiş ile, bu açılmayı sağlayan yapılar, KAF'ına ait gerilmeler ile açıklanamaz. Dolayısı ile, bu açılmalı rejimin güncel KAF rejiminden önce gelişmiş ve bitmiş olması gerekir. KAF'ın olasılıkla Pliyosen'de oluştuğu bilindiğine göre, bu açılma rejiminin Pliyosen öncesinde son bulduğu ortaya çıkar. GVB'den sağlanan radyometrik yaş verileri, en genç alkali bazaltik kay açların 9-11 milyon yıl yaşında olduğunu göstermektedir (Tankut vd., 1998). Yazarlar, bu kay açları in jeokimyasal olarak kıta içi rift bazaltlarına benzediklerini belirtmektedirler. Eğer bu kayacın magmatik oluşumu / püskürmesi yörede saptanan açılma ile ilişkili ise, açılma rejiminin bu devirde, yani 9 - 11 My önce, varolduğu söylenebilir. Bir tarajian yapısal diğer taraftan da magmatik etkinliklerin benzerlikleri, GVB'nin Miyosen (?)'de, blok kinematiki anlamında Ege bölgesine bağlı olduğunu düşündürmektedir.

Anahtar kelimeler: Ege Zonu - Galatya Volkanik Bölgesi - Anadolu - Kuzey Anadolu fayı - Kabuk uzaması

Introduction

Located at the NW Central Anatolia, the Galatean Volcanic Province (GVP) represents the Miocene activity of a Tertiary volcanic zone, generated in junction with events associated with the closure of the Neotethyan ocean (Koçyiğit, 1998; Görür et al., 1998) (Fig. 1). Data concerning the stratigraphy, sedimentology and structural geology of the volcano-sedimentary rocks for some areas within the GVP are given in Toprak et al. (1996) and Gökten et al. (1996). Data concerning the geochemistry and radiometric age determinations on the GVP rocks can be found in Keller et al. (1992), Wilson et al. (1997) and Tankut et al. (1998). These workers describe the GVP as a volcanic complex, with volcanic rocks of calc-alkaline character, dated as Early to Middle Miocene, and basaltic rocks of alkaline character erupted in the Late Miocene. In the SE sector of the GVP, fluvio-lacustrine sedimentation, fed partially by volcanic clasts and intercalated, or intruded by lava flows and dikes, builds up a volcano-sedimentary sequence (the Pelitçik sequence) with a thickness exceeding 900 meters, in the Pelitçik basin. This deposition occurs in the Early Miocene time, contemporaneously with volcanites dated as 18 to 20 Ma, and continues until the Pliocene (?) time (Toprak et al., 1996). The southern boundary of the basin is cut by the E-trending, ca. 20 km long Bayındır normal fault, having accommodated N-S crustal extension. The age of this fault is regarded to be Pliocene or younger (Toprak et al., 1996). Gökten et al. (1996) report the presence of several lava flows and dikes, in the GVP, and relate their formation to a regional, NNW-SSE directed shortening, that took place between the Oligocene (?) and the end of the Early Pliocene.

The southern parts of the GVP is covered by the fluvio-lacustrine deposits of the Beypazarı-Nallıhan basin. Stratigraphic and structural studies of this basin establish a 1200 m thick sedimentary pile deposited during the Middle-Late Miocene, in a N-S extensional environment (Yağmurlu et al., 1988; inci, 1991). According to these authors, the ENE-trending growth faults, produced by extensional tectonics, may have initiated in the Early Miocene and were active until the end of the Miocene sedimentation. Extension changed to a NW-SE directed compressional regime, at probably Late Miocene or Early Pliocene time, due to the development of the North Anatolian fault (NAF), a major neotectonic structure of the Anatolian block, and bounding the GVP from the north (Fig. 1).

Two structurally opposite views explain the GVP generation. One of them associates the GVP activity to the transtensional movements along the NAF, (Wilson et al., 1997; Tankut et al., 1998). According to Tankut et al. (1998), the Middle Miocene volcanic hiatus, and the change in the eruptive style and geochemical characteristics in the Late Miocene indicate a geodynamic modification, in the GVP. They believe this to be due to the onset of transtensional tectonics associated to the NAF. There are numerous and fairly conflicting age propositions for the NAF initiation (e.g. Şaroğlu, 1988). However, ages of the fault-related basins, and ages estimated using some fault displacements and present-day slip rates, assuming, of course, constant fault velocities in the past, point out to a Plio-Quaternary formation age (Şaroğlu, 1988) or to about 5 My (earliest Pliocene, Barka and Kadin-sky-Cade, 1988). In the GVP, the youngest eruptive event is dated as 9 My (Late Miocene, Tankut et al., 1998). We see that for most, if not all,

of the GVP activity period, the NAF is not active, the NAF and GVP activity has to be reconsidered. and thus, the genetic link thought to exist between

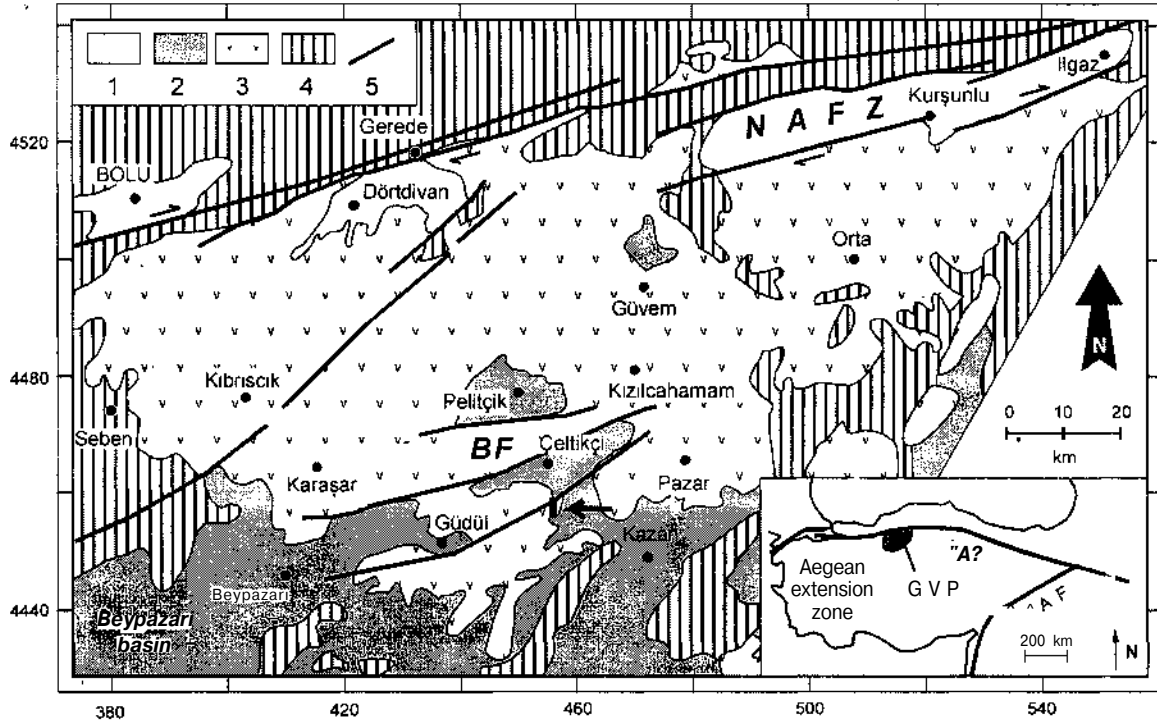


Figure 1. Geological map of the Galatean Volcanic Province (GVP). Lower right inset shows the location of the GVP in Turkey. EAF: East Anatolian fault. NAF: North Anatolian fault. Key to the legend: 1) Plio-Quaternary deposits; 2) Neogene continental deposits; 3) volcanic and volcanoclastic rocks of GVP; 4) pre-Miocene basement rocks; 5) Faults. Redrawn by simplification after Toprak et al. (1996). Added coordinates are in UTM. The approximately 3 km long study outcrop is drawn in heavy black rectangle, immediately south of Çeltikçi town (indicated by an arrow). BF: Bayındır fault; NAFZ: North Anatolian fault zone.

Şekil 1. Galatya Volkanik Bölgesinin (GVB) jeoloji haritası. Alt sağ kesimdeki harita GVB'nin Türkiye'deki konumunu göstermektedir. EAF: Doğu Anadolu fayı. NAF; Kuzey Anadolu fayı. 1) Pliyo-Kuvaterner çökelleri; 2) Kıtasal Neojen çökelleri; 3) GVB'nin volkanik ve volkanoklastik kay açları; 4) Miyosen öncesi temel kay açları, 5) Faylar. Toprak vd. (1996)'dan sadeleştirilerek alınmıştır. Koordinatlar UTM s is temindedir. Yaklaşık 3 km uzunluğundaki mostra alanı, Çeltikçi'nin hemen güneyinde, okla işaretlenen bir siyah dikdörtgen ile gösterilmiştir. BF: Bayındır fayı; NAFZ: Kuzey Anadolu fay zonu.

The other view considers the GVP internal depositional areas, like the Pelitçik and Çeltikçi basins (Fig. 1), developing as thrust-fault bounded basins, in a post-collisional environment continuing up until the Middle Pliocene (Koçyiğit et al., 1995). This is criticized by Seyitoğlu et al. (1997) on field data arguments. The style of deformation that affects the GVP interior basin fills, and the time of the GVP extension, if constrained, may provide data to this discussion.

In this paper, we present fault data collected at the southern boundary of the GVP, some 15 km

south of where Toprak et al. (1996) worked the Bayındır fault zone, southern limit of the Pelitçik basin. Extensional block faulting is clearly displayed in good exposures along the road cuts of the Ankara-Bolu highway. Fault lineation analysis confirms the N-S extension that was previously recognized along the Bayındır fault. This direction is very similar to that now occurring in the Aegean region, a seismically active region at the west of Turkey (Fig. 1). We thus compare structural characteristics of the GVP extension to the Aegean one, noting that discussion exists on the initiation age of the Aegean extension. There are two different

views: 1) the Aegean region experiences extension since late Oligocene-Early Miocene time (Seyitoğlu et al., 1992; Hetzel et al., 1995), 2) the Aegean N-S extension begins at the Middle-Late Miocene time (Yılmaz et al., 2000).

It is well known that extensional and compressional faults, and other structures (e.g. folds, tensional fractures) may exist in an area experiencing simple shear deformation. Following this, one may argue that the GVP extensional faults occurring close to the NAF have a second-order structural significance. This can be understood by checking the possibility of mechanical coexistence between the extension and the NAF movements. In the case of incompatibility, we should accept that extension is replaced by the stress field imposed by the present-day NAF movements. In the same time, the lower limit of the NAF initiation age, i.e. the early Pliocene time, (Barka and Kadinsky-Cade, 1988)

will correspond to the upper limit of the extension age, in the GVP.

Field observations

Field data is collected at the south of the Çeltikçi trough, along the Istanbul-Ankara highway road cuts, at approximately 10 km south of the Çeltikçi derivation (Fig. 1). GPS coordinates of each fieldwork station are given in the corresponding figure caption.

Volcanic rocks specimens collected in the field are analyzed by X-ray spectrometry and X-ray diffraction tools, in the Geological Engineering Department of the Hacettepe University, for quantitative and qualitative purposes.

The observation area consists of several large fault compartments (Fig. 2), made up of layered pyroclastic rocks, intercalated with lava flows (of

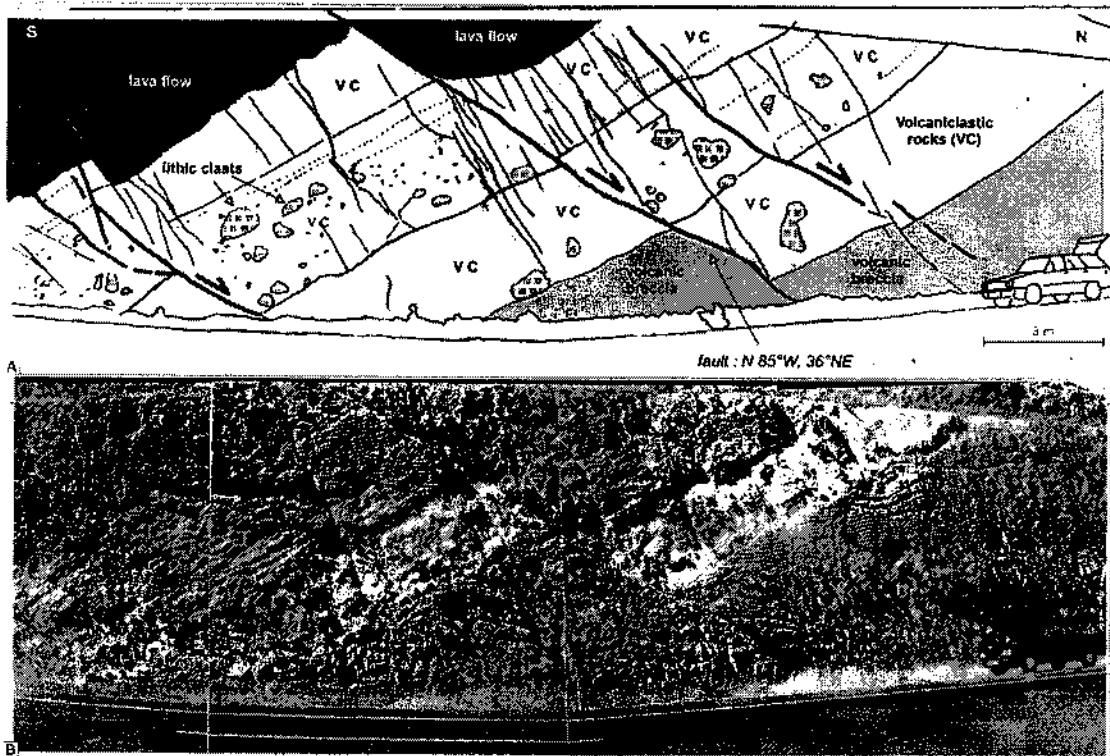


Figure 2. A) Outcrop showing the general view of the volcaniclastic rocks, deformed by normal faults. B) Interpretation. GPS UTM 36 T zone coordinates: Easting 456.031, Northing 4458.357

Şekil 2. A) Normal faylarla kesilen volkanoklastik kayaların genel görünümü. B) Yorum. GPS UTM 36 T zon koordinatları: Doğu 456.031, Kuzey 4458.357

likely andesite-dacite composition since % SiO₂ is 61.81 to 64.86). Pyroclastic rocks comprise mostly sand-sized, dark-colored volcanic clasts and whitish pumice fragments. Blocks of volcanic rocks, up to 2 m size, are very frequently observed likely andesite-dacite composition since % SiO₂ is within the layers (Figs. 2, 3, 4). In several places, the block impact structures (Figs. 3, 4) developed at the base of these blocks attest for a deposition contemporaneous with volcanic activities.

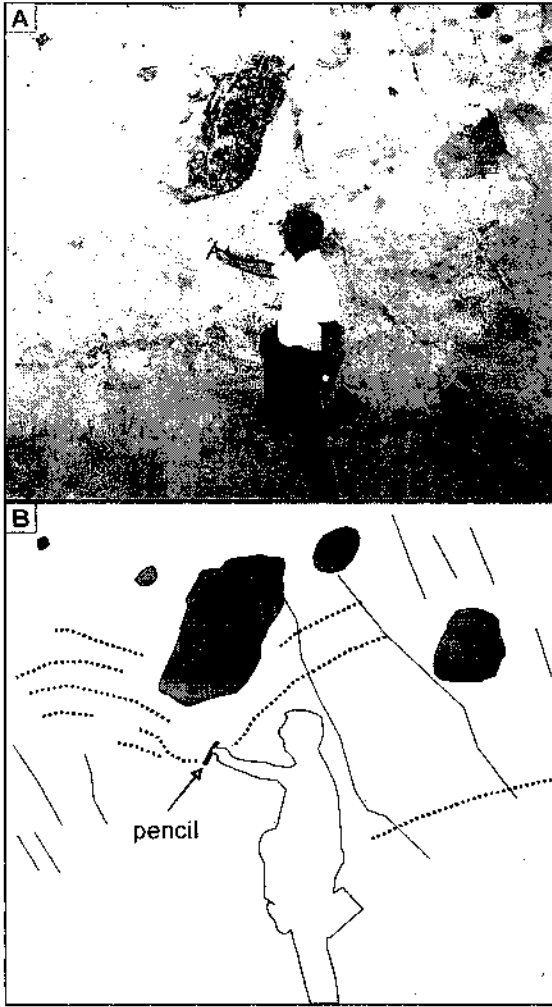


Figure 3. A) A mafic volcanic clast having deformed the sedimentary strata. The pencil held by the worker under the clast shows the possible impact direction. B) Interpretation. GPS UTM 36 T zone coordinates: Easting 455.615, Northing 4456.715.

Şekil 3. A) Tortul tabakaları deforme eden bir mafik volkanik parça. Parçanın altında, araştırmacının elindeki kalem olası çarpma doğrultusunu göstermektedir. B) Yorum. GPS UTM 36 T zon koordinatları: Doğu 455.615, Kuzey 4456.715.

This volcano-sedimentary aspect of the outcrop resembles much to the level 2 of the Pelitçik sequence described by Toprak et al. (1996).

The Figure 2 illustrates the block faulting frequently observed in the field. The outcrop rocks are dissected by several, mostly oblique-slip faults (F1 and F2 in Fig. 2) showing clear normal separations. Net slip is approximately 3 meters along the F2 surface. Lineations on striated surfaces suggest a NNE-SSW trending crustal extension.

Veins and dikes are common features of the study area. They are filled mostly with silicified, yellow to green colored material. Their trends vary between N 45°E and N 75°E. One of them is filled with light-colored material (~ 0.9 m thick) of possibly rhyolitic composition (Fig. 5). Within the dike, a N 50° E trending, black- light brown colored silica vein developed. The dike has a N 45°E direction and outcrops close to a NNE-SSW trending fault zone, with segments indicating normal separations. One of them is a slightly (pitch 4°) transtensional fault. Dike and vein geometry suggests an extension trending NW-SE to NNW-SSE. The transtensional fault is one of the fractures interpreted as accommodating strike-slip motion of the NNE-SSW extensional tectonics. This suggests that the area is stretched in two different orientations: NNE-SSW and NW-SE to NNW-SSE.

We observe synsedimentary faulting in two locations. One observation deals with a fault structure composed of two bifurcating segments, the S1 and S2 (Fig. 6). The S1 segment has partially deformed the outcrop deposits, and terminates in a place above which there is no indication of faulting. The other S2 segment separates from the S1 segment, changes slightly its orientation relative to S1, and cuts the whole outcrop. The outcrop geometry suggests a deformation mechanism with synsedimentary faulting. The S1 segment should operate first, followed by the activity of segment S2. Normal separation along the S2 is about 60 centimeters. We measured one fault movement as N 43°E, 58° SE,

22° NE (strike and dip of the fault surface and pitch of the fault lineation), with a probable left-lateral slip sense. We do not know if this measurement

reflects the S1 or S2 segment fault kinematic attitude. The corresponding slip vector suggests a NE-trending extension.

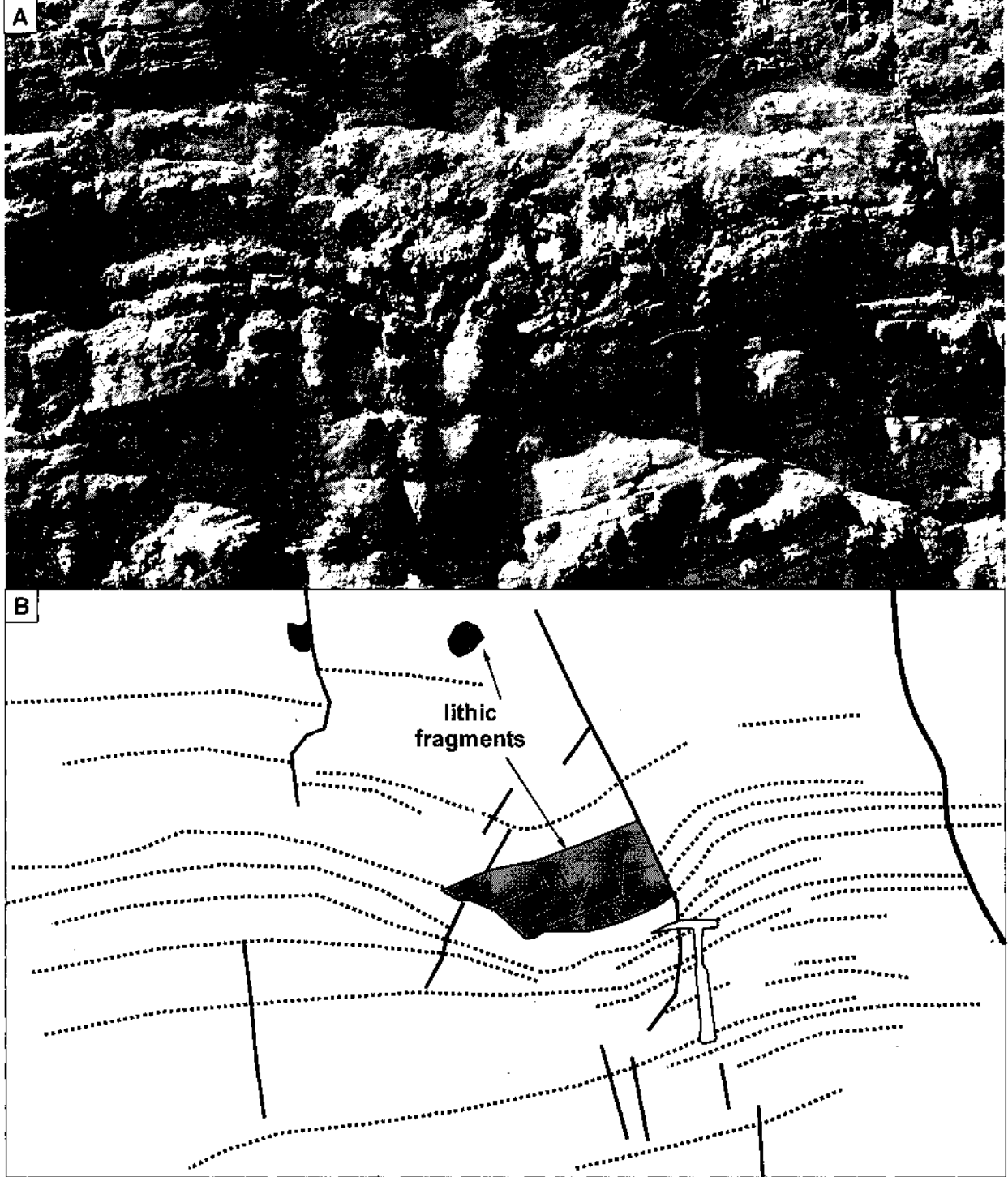


Figure 4. A) Another block impact figure within the sedimentary rocks. B) Interpretation. Location near Figure 3.

Şekil 4. A) Tortul tabakalar içinde diğer bir blok çarpma yapısı. B) Yorum. Yer: Şekil 3 yakını.

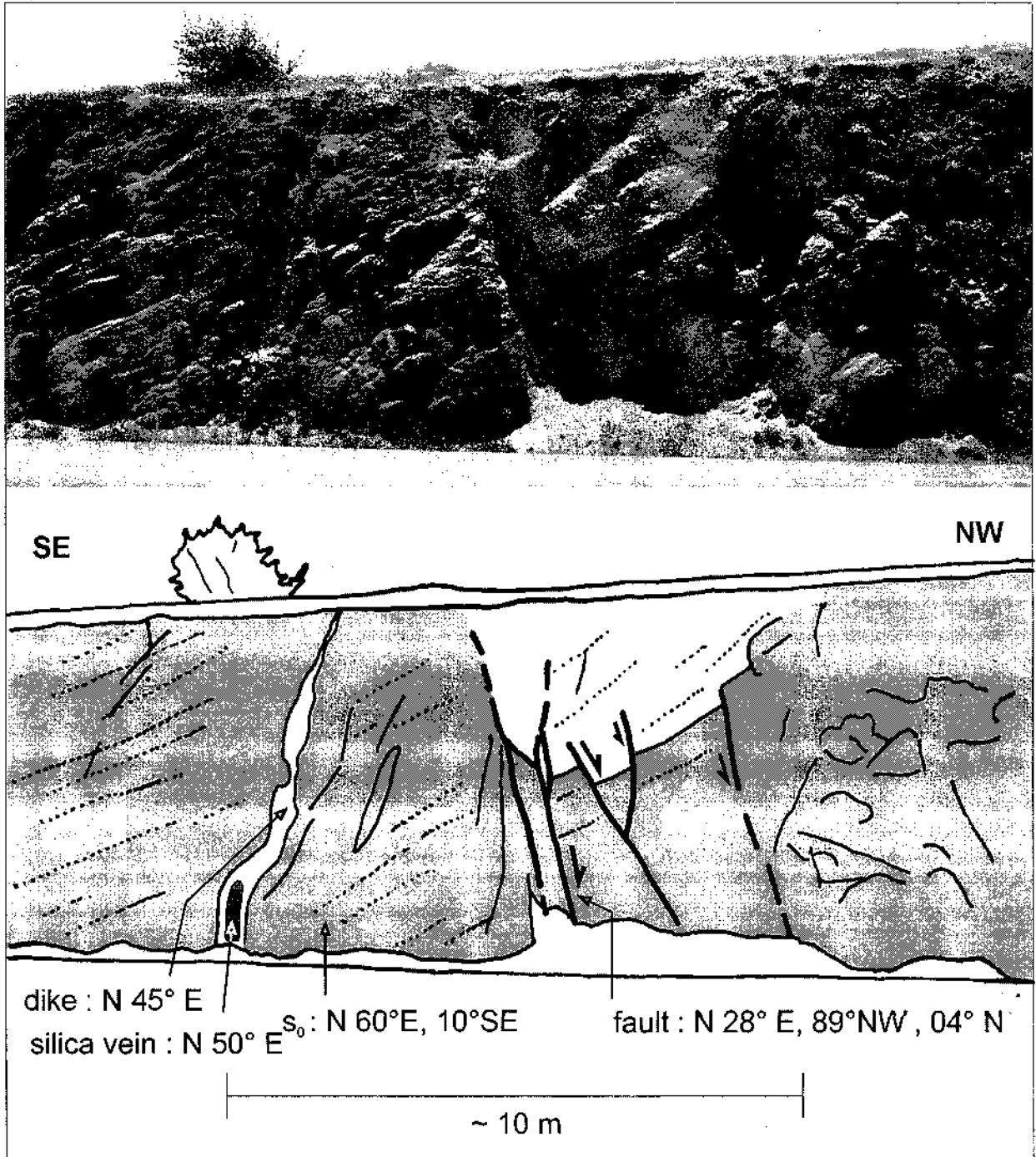


Figure 5. A possibly rhyolitic dike and nearby transensional faults. A) Photography and B) Interpretation. GPS UTM 36 T zone coordinates: near Easting 455.604, Northing 4456.748.

Şekil 5. Olası bir riyolit daykı ve yakındaki normal bileşenli yanıl atımlı faylar. A) Fotoğraf ve B) Yorumu. GPS UTM 36 Tzon koordinatları: Doğu 455. 604, Kuzey 4456.748.

In the other location, a paleotopographic high, filled with pyroclastic material (Fig. 7), is covered by lithic material of the later eruptions. Its geometry seems to be that of a horst, elevated by

normal or transensional faults, like those in its northern vicinity. The horst may be buried by further eruptional activities, suggesting syntectonic volcanism.

Plotted in a stereogram (Fig. 8), the majority of the fault striations, in particular those of the transcurrent faults, form an ensemble suggesting a NNE-SSW orientated crustal stretching (horizontal

cr3 and vertical a1). A few normal/transensional faults suggest a NW-SE trending extension, as indicated also by the geometry of the dike and veins.

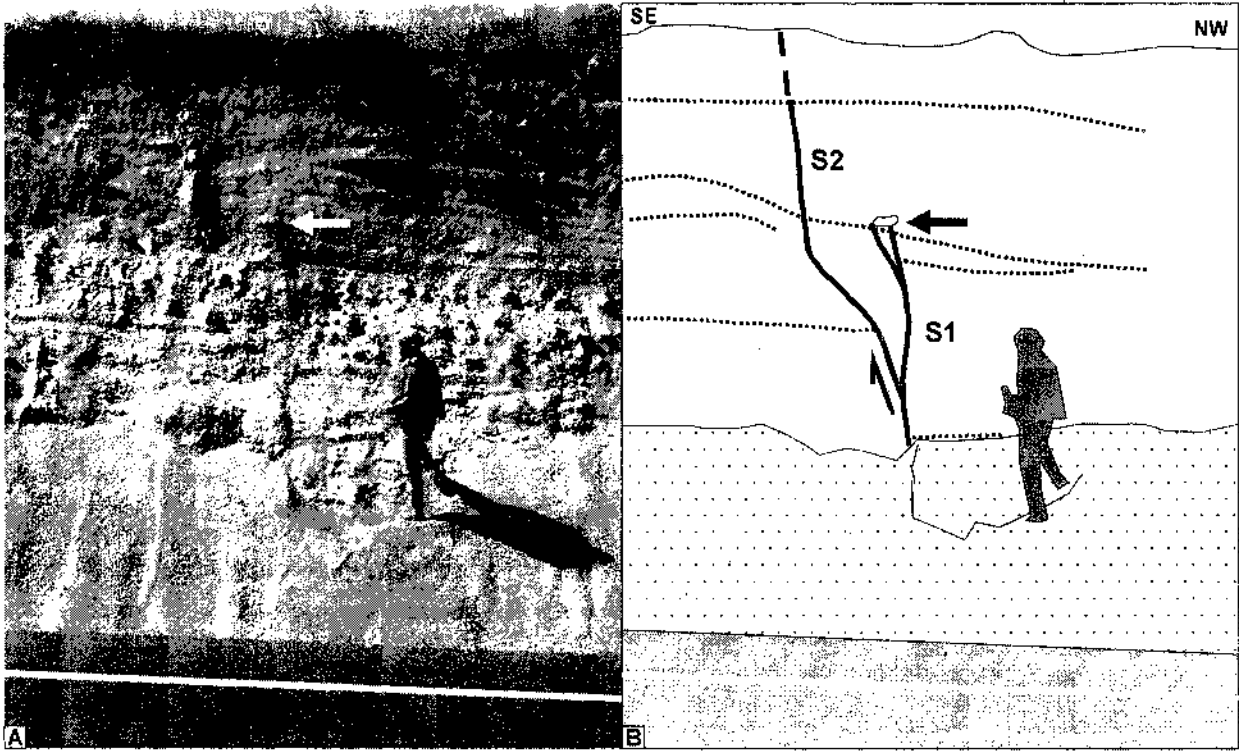


Figure 6. A) Photography and B) Interpretation of a synsedimentary fault segment (SI). The white arrow (in A) indicates the place where the SI segment ceased its activity. The fault should be reactivated along the more recent S2 segment. GPS UTM 36 T zone coordinates: near Easting 455.782, Northing 4456.486.

Şekil 6, Çökellemeyle eşzamanlı bir fay segmenti içeren bir yapının A) Fotoğrafı, B) yorumu. A'dahi beyaz ok, S1 segmentinin etkinliğini durdurduğu yere karşılık gelmektedir. Fay, daha genç S2 segmenti boyunca hareketini yenilemiş olmalıdır. GPS UTM36 Tzon koordinatları: Doğu 455.782, Kuzey 4456.486.

Comparison with the North Anatolian fault stress pattern

In this part, we verify if the extension directions found in the GVP could be attributed to the NAF activity. In Fig. 9A, the heavy line trending N 70° represents the plan view of the local NAF trace. The stereoplot of the GVP faults measured in the field (GVP in Fig. 9A) is superimposed to this line. We construct the two horizontal principal stress axes to generate dextral strike-slip fault movements along the NAF trace by assuming that the greatest principal stress (a1) axis makes an angle of 45° with the fault trace. This angle is in good agreement when considering alternatively the fault

plane solutions of the nearest NAF earthquakes (Fig. 9B) (Eyidoğan et al., 1991). The least principal stress (a3NAF) axis orthogonal to the a1 axis is very close in direction to the NNE-SSW trending GVP crustal extension (a3GVP-1). The other NW-SE to NNW-SSE trending extension direction, shown as a3GVP-2, is almost orthogonal to the NAF trace, and cannot be generated by the NAF stress field. The a3NAF direction is also remarkably close to that determined by the focal mechanism of the Eskişehir earthquake, a seismic event that reflects the extensional characteristics of the Aegean region nearest to the GVP (event 7 in Fig. 9B). However, the ca. N30°-trending dextral

strike-slip faults of the GVP extensional regime are not compatible with the N70°- trending dextral NAF. In other words, these faults cannot be generated within the NAF-related stress field. We therefore conclude that the extensional faults of the

GVP and the NAF mechanically are incompatible structures. This implies that the two regimes are distinct and occurred in different times. The present-day NAF-related stress regime should have developed after the extensional phases, in the GVP.

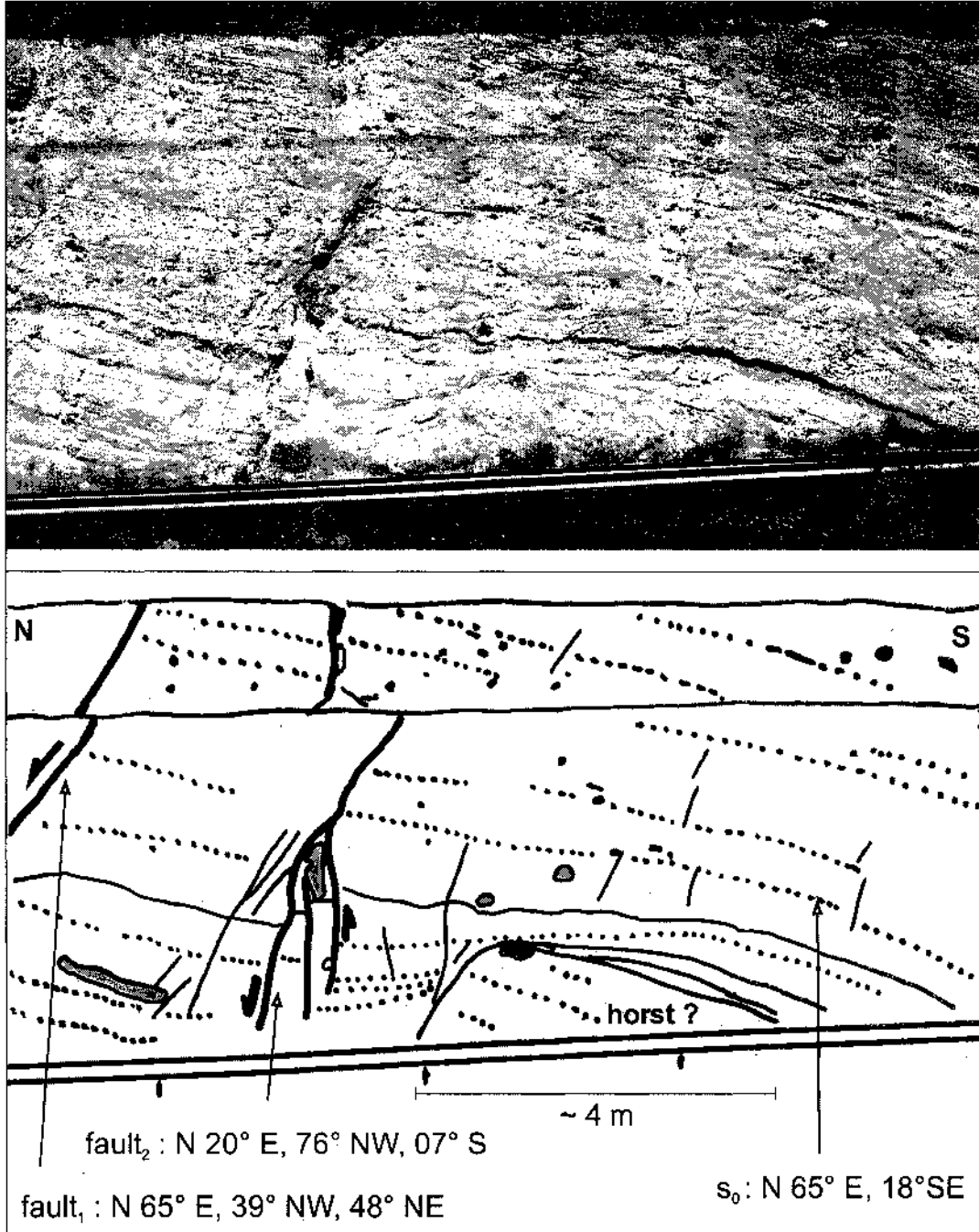


Figure 7. A) Photography and B) Interpretation of a paleohigh within pyroclastics. GPS UTM 36 T zone coordinates: near Easting 455.604, Northing 4456.748.

Şekil 7. Piroklastikler içinde) olası eski bir horstu gösteren bir paleoyüksekliğin A) Fotoğrafi B) yorumu. GPS UTM 36 Tzon koordinatları: Doğu 455.604, Kuzey 4456.748.

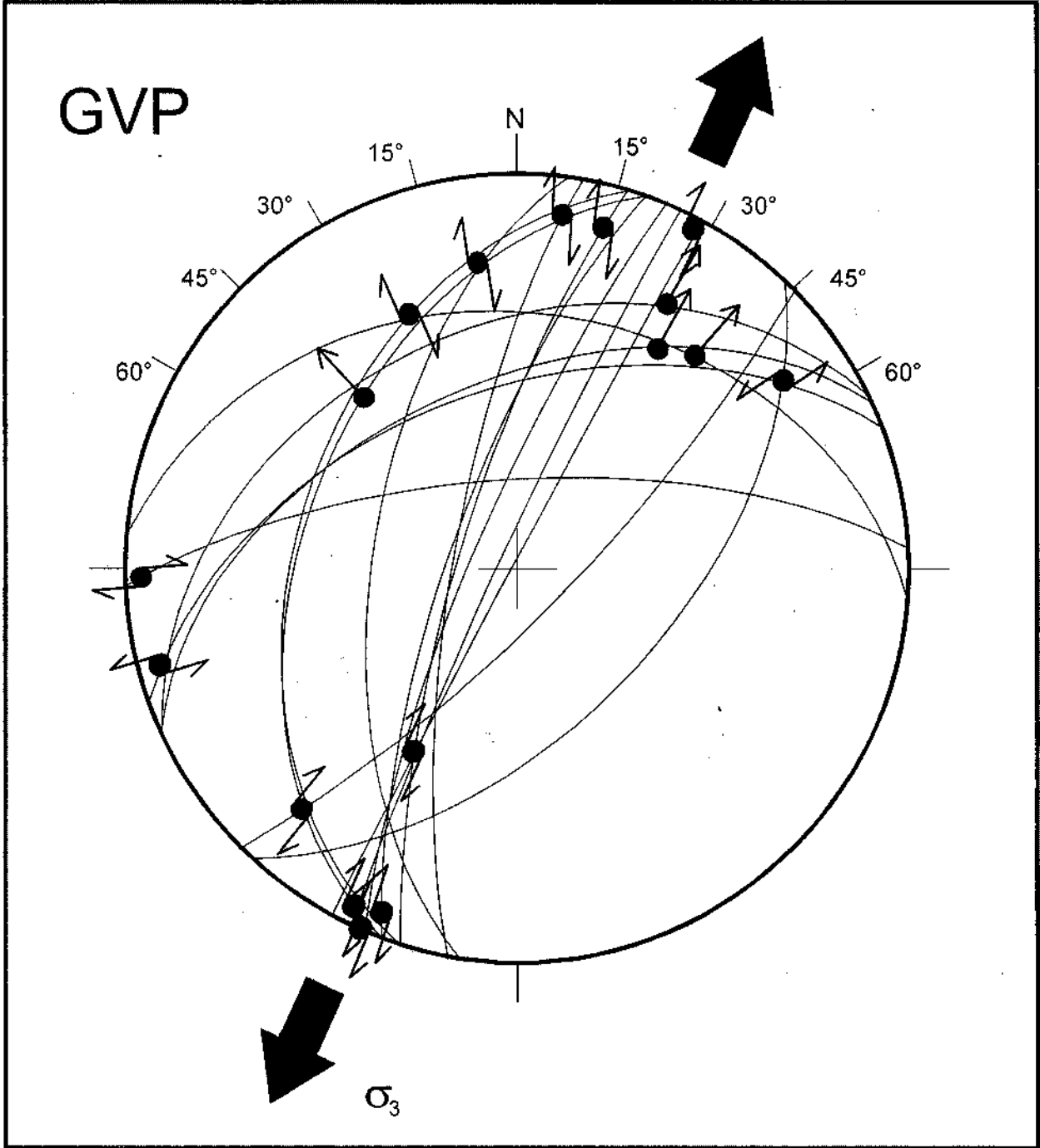


Figure 8. Lower hemisphere stereogram of the fault surfaces and lineations collected in the field. Single centrifugal arrow corresponds to normal fault movement. The two-arrwed figure represents strike-slip fault movement. The large black arrows give the direction (NNE-SSW) of the crustal stretching (horizontal G_3 and vertical a_1), estimated essentially on the direction of the NNE-trending strike-slip faults.

Şekil 8. Arazide ölçülen fay düzlemleri ve çiziklerinin alt yarı küredeki izdüşümleri, izdüşüm merkezinden uzaklaşan tek ok, normal fay, iki oklu şekiller ise doğrultu atımlı fay hareketine karşılık gelmektedir. Geniş siyah oklar, esas olarak doğrultu atımlı fayların uzanımından hareketle saptanan ve kabuğun KKD-GGB uzama doğrultusunu (yatay σ_3 ve düşey a_1) gösteren açılma eksenini belirtmektedir.

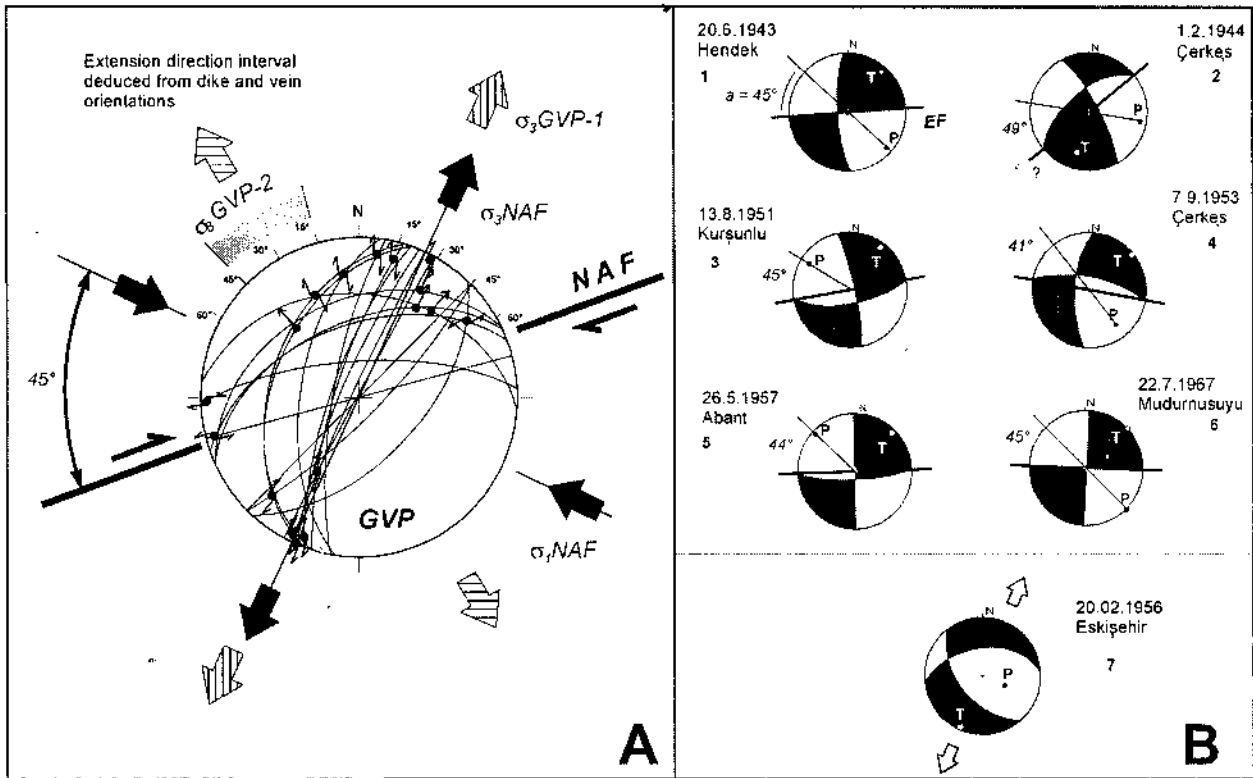


Figure 9. Comparison of the local extension with the stress field related to the North Anatolian fault (NAF) movements. A) Local trace of the NAF is shown by a N70° trending heavy black line. The σ_1 stress axis is supposed to make an angle of 45° with this trace, so as to generate dextral slip. The σ_3 (σ_3 NAF) is orthogonal to the σ_1 . The stereoplot corresponds the structural data in Fig. 8. σ_3 GVP-1: extension direction found by majority of the measured fault striations. σ_3 GVP-2: extension direction drawn by a gray heavy line and found by dike and vein geometry. B) Comparison of the local estimated NAF-linked stress field with those suggested by the present-day fault movements. Fault plane solutions 1 to 6 are from earthquakes associated with the NAF movements nearest to the GVP. Plot 7 represents the focal mechanism of an earthquake along the Eskişehir fault (7), a structure that accommodates most probably the Aegean extensional fault movements. Dates and names of the earthquakes, and seismic parameters are from Eyidoğan et al. (1991). P (in white quadrant) and T (in black quadrant) are the tectonic compressional and extensional axes, respectively. The trend of the compression axis is shown by a thin line, "a" is the acute angle between the compressional axis trend and the direction of the fault assumed to generate the earthquake along the NAF zone (EF), shown by a heavy line. Except event 2, the shear angle is close to 45°. Note the remarkable similarity in the extension directions deduced from the Eskişehir earthquake (event 7) and the σ_3 GVP.

Şekil 9, Yerel açılmanın (extension) Kuzey Anadolu fayı (KAF)'na bağlı gerilme koşulları ile karşılaştırılması. A) KAF'in yerel izi kalın ve siyah bir çizgi ile gösterilmiştir, σ_1 gerilme eksenini, KAF üzerinde sağ atım ve KAF izi ile 45°'lik bir kesme açısı yapacak şekilde çizilmiştir. σ_3 (σ_3 NAF) bu eksene diktir. Stereografik izdüşüm ile Şekil 8'de sunulan yapısal veriler yansıtılmıştır. σ_3 GVP-1: fay çiziklerinin çoğunun işaret ettiği açılma. σ_3 GVP-2: gri kalın bir çizgi ile gösterilen ve dayk-damar geometrisi ile bulunan açılma. B) Varsayılan yerel ve KAF'a ilişkin gerilme alanı ile, güncel fay hareketlerinden saptanan gerilme alanlarının karşılaştırılması. 1 ile 6 numaralı odak mekanizmaları, Galatya Volkanik Bölgesine (GVB) yakın ve KAF'a ait depremlerden elde edilmiştir. 7 ise, Ege açılma bölgesine ait olduğu düşünülen Eskişehir fayına ait bir depremin odak mekanizmasıdır. Deprem tarih ve isimleri ile sismik parametreler Eyidoğan vd. (1991)'den alınmıştır. P (beyaz kadranda) ve T (siyah kadranda) tektonik sıkışma ve açılma eksenlerinin izdüşümlerine karşılık gelmektedir. Sıkışma eksenini doğrultusu ince bir doğru parçası ile gösterilmiştir, "a" açısı, sıkışma eksenini doğrultusu ile KAF boyunca depremi oluşturduğu varsayılan kalın çizgili hattın (EF) doğrultusu arasındaki dar açıdır. 2 numaralı depremin dışında, diğer kesme açıları 45° civarındadır. Eskişehir depreminden elde edilen (7 numaralı odak mekanizması) açılma eksenini ile bu çalışmada ortaya konan açılma ekseninin doğrultularının yakınlığı dikkat çekicidir.

Comparison with the Aegean Extensional Province

Although Toprak et al. (1996) find no link between the N-S extensional tectonics and the formation of the Pelitçik basin, we think that the Volcanism and deposition of the volcanoclastic rocks benefited from a contemporaneous extensional regime, at least in our investigation area. It would be difficult to exclude an Early-Middle Miocene extension in order to create a volcanic complex covering now a large surface of about 7,000 km² (Tankut et al., 1998). This extension may be the NNE-SSW trending one observed at the study area, and also farther north (Toprak et al., 1996). Pre-Middle Miocene (?) N45°W directed basaltic dikes observed at about 8 km N of Gūdül (Gökten et al., 1996) may be among the volcanic products associated to this extension.

In the fault geometry exposed in Fig. 2, the 36° dipping F2 fault may be considered as a listric fault, which may have accommodated a significant amount of crustal stretching. The ca. 30° local tilting of the strata suggests that this fault initially had a 66° dip. Using the relationship $(3 = \sin tO / \sin tI)$ (Jackson and McKenzie, 1988), where $tO = 66^\circ$, and $tI = 36^\circ$, a relatively high (3 value of 1.55 is obtained. A (3 value of 1.5 is similarly obtained from a station near the one illustrated in Fig. 7. The crust stretched during possibly the Oligocene (?)–Early Miocene to pre-Middle Miocene (Gökten et al., 1996), or to Late Miocene (Inci, 1991) may have caused asthenospheric upwelling, followed by formation of asthenosphere-sourced basaltic magmas, in Late Miocene (Wilson et al., 1997).

The NNE-SSW trending paleoextension is documented in the Aegean Extensional Province (AEP) by several workers, both from its brittle and ductile domains (Angelier et al., 1981; Hetzel et al., 1995). Hetzel et al. (1995) report a 19.5 ± 1.4 My isotope age for the syntectonic granitic rocks from the Alaşehir graben, intruded in a NNE-SSW directed extension. This age is supported by the palynological age of 20–14 My of the basin fill (Seyitoğlu and Scott, 1996). Noting that discussion

still continues on the development age of the Aegean grabens (e.g. Yılmaz et al., 2000), we suggest that in the GVP, N-S extension and related volcanism begin by the Early Miocene time. Yağmurlu et al. (1988) suggest the same age for the onset of the growth faulting in the Beypazan-Nallihan basin. Late Miocene magmatism is of alkaline character, in both regions. Miocene tectonomagmatic characteristics of the AEP and GVP are significantly comparable, and we propose that both zones had kinematically similar attitudes, during possibly much of the Miocene time.

Comparison with the Ankara Orogenic Phase

The age of the early deposits of the Pelitçik basin is established by the radiometric dating of the syndepositional volcanic rocks (20 to 18 Ma, Burdigalian: Early Miocene, Toprak et al., 1996). The only tectonic regime recorded from the Pelitçik basin interior, its southern boundary (Toprak et al., 1996) and in more southern areas (near Çeltikçi basin, this study) is extensional. For* these localities, we find no sedimentologic or structural evidence of thrust fault-bounded basin boundaries as claimed by Koçyiğit et al. (1995).

Discussion and Conclusions

Fault data, and vein/dike orientations suggest crustal stretching directions trending NNE-SSW and NW-SE to NNW-SSE, near the SE boundary of the Galatean Volcanic Province (GVP).

There are some evidences of syntectonic volcanism and pyroclastic deposition in the study area. Therefore, extension may be coeval with the Early-Middle Miocene GVP eruptions (Toprak et al., 1996). The GVP extension may possibly begin in the Early Miocene as it seems to be the case for the development of the growth faulting in the adjacent Beypazarı basin (Yağmurlu et al., 1988). The GVP crust may be stretched by a P factor of 1.5. The later asthenosphere-sourced alkaline basaltic magmatism (Tankut et al., 1998) may be the result of such a crustal stretching and thinning. Extension in the GVP may have lasted until the

Late Miocene, as indicated by the cessation of the sedimentation in the Beypazan-Nalhan basins (e.g. Inci, 1991), and by the end of the eruption of alkaline continental-rift type basalts possibly at about 9 My (Late Miocene, Tankut et al., 1998).

Mechanic analysis shows incompatibility between the GVP extension and the North Anatolian fault-related stress field. This requires that extension should have terminated prior to the NAF formation at possibly the Early Pliocene time (Barka and Kadinsky-Cade, 1988).

Structural and magmatic characteristics of the GVP are similar to the Aegean Extensional Province, for the Miocene time (Wilson et al., 1997).

Field observations of the Pelitçik basin and southern areas (S of the Çeltikçi basin, this study) do not provide data to support the thrust faults drawn by Koçyiğit et al. (1995).

The age of extension obtained from the Beypazarı basin analysis (Yağmurlu et al., 1988) and our field data, corroborate the view of Seyitoğlu et al. (1997) who criticized the opinion of Koçyiğit et al. (1995) that the compression prevailed until the Late Neogene, in the NW Central Anatolia. Similarly, the view of Gökten et al. (1996) that compression acted regionally during Oligocene (?) - Early Pliocene is also incompatible with the results reached from the Beypazarı basin analysis and our study.

Combining data from Toprak et al. (1996) and this study, we propose that GVP formed in a N-S extensional tectonic regime developed from Early to Late Miocene time. Miocene tectonomagmatic similarities between the Galatean Volcanic Province and the Aegean Region suggest similar kinematic attitude, during this time. The tectonic regime changed in Galatia when the North Anatolian fault zone formed at about 5 My ago (Barka and Kadinsky-Cade, 1988).

Acknowledgments

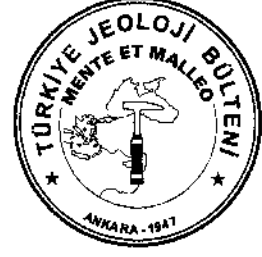
The authors are thankful to Gürol Seyitoğlu and Kadir Dirik, for their valuable critics on an earlier

version of this paper. We are also thankful to Cem Saraç for his efficient editing work. The field work is financed by a research project (number 99 01 602 007) of the Hacettepe University.

References

- Angelier, J., Dumont, J.-F., Karamanderesi, H., Poisson, A., Şimşek, Ş. and Uysal, S., 1981. Analysis of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene. *Tectonophysics*, v. 75:T1:T9.
- Barka, A. and Kadinsky-Cade, 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics* 7: 663-684.
- Eyidoğan, H., Utku, Z., Güçlü, U. and Değirmenci, E., 1991. Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi (1900-1988). İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 199 p.
- Gökten, E., Özaksoy, V. and Karakuş, K., 1996. Tertiary Volcanic and Tectonic Evolution of the Ayaş-Güdül-Çeltikçi Region, Turkey. *International Geology Review*, Vol. 38: 926-934.
- Görür, N., Tüysüz, O. and Şengör, Ç., 1998. Tectonic evolution of the Central Anatolian Basins, *International Geology Review*, vol. 40, p. 831-850.
- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C. and Troesch, M., 1995. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society, London*. Vol. 152, pp. 639-654.
- Inci, U., 1991. Miocene alluvial fan-alkali playa lignite-trona bearing deposits from an inverted basin in Anatolia: sedimentology and tectonic controls on deposition. *Sed. Geol.*, v. 71, p. 72-97.

- Jackson, J.A. and McKenzie, D.P., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J.*, 93: 45-73.
- Keller, J., Jung, D, Eckhardt, F.J., and Kreuzer, H., 1992. Radiometric ages and chemical characterization of the Galatean andesite massif, Pontus, Turkey. *Acta Vulcanologica*, v. 2: 267-276.
- Koçyiğit, A., 1998. A geotraverse through the so called "Ankara Mélange" between Elmadağ and Bedesten, Ankara, Turkey, 3. Uluslararası Türkiye Jeolojisi Sempozyumu, Ankara, 10 p.
- Koçyiğit, A., Türkmenoğlu, A., Beyhan, A., Kaymakçı, N and Akyol, E., 1995. Post-Collisional Tectonics of Eskişehir-Ankara-Çankırı segment of izmir-Ankara-Erzincan Suture Zone: Ankara Orogenic Phase. *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 6/1,69-86.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. and Rundle, C.C., 1992. Timing of Cenozoic extensional tectonics in West Turkey. *Journal of Geological Society of London*, 149,533-538.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., 1996. The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *Journal of Geodynamics*, 22, 145-153.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karakuş, K., Fodor, L., Araz, H., Karadenizli, L., 1997. Does Continuous Compressive Tectonic Regime Exist During Late Palaeogene to Late Neogene in NW Central Anatolia, Turkey? Preliminary Observations, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6, 77-83.
- Şaroğlu, F., 1988. Age and Offset of the North Anatolian Fault. *METU Journal of Pure and Applied Sciences*, vol. 21, no. 1-3: 65-79
- Tankut, A., Wilson, M. and Yihunie, T., 1998. Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Güvem area, Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1998) 285-301.
- Toprak, V., Savaşçın, Y., Güleç, N. and Tankut, A., 1996. Structure of the Galatean Volcanic Province, Turkey. *International Geology Review*, vol. 38, 1996, p. 747-758.
- Wilson, M., Tankut, N. and Güleç, N., 1997. Tertiary volcanism of the Galatia Province, NW Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 42, 105-121.
- Yağmurlu, F., Helvacı, C, inci, U. and Önal, M., 1988. Tectonic Characteristics and Structural Evolution of the Beypazarı and Nallıhan Neogene Basins, Central Anatolia. *METU Journal of Pure and Applied Sciences*, vol. 21, no. 1-3: 127-143.
- Yılmaz, Y., 1990. Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 69-87.
- Yılmaz, Y., Genç, C, Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. and Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*. Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper, J.D.A., (eds.), Geological Society, London, Special Publications, 173, 353-384 (2000).



A New Pontian Genus and Subgenus
Discovery of Candonidae (Ostracoda) from
the Eastern Black Sea Region of Turkey
*Türkiye'nin Doğu Karadeniz Bölgesi'nden Candoniade (Ostracoda)
familyasına ait Ponsiyen Yaşlı Bir Yeni Cins ve Altcinsin Keşfi*

Cemal TUNOĞLU

Hacettepe University, Engineering Faculty, Dept. of Geological Engineering, 06532 Beytepe/Ankara,
tunay@hacettepe.edu.tr

Abstract

In this paper, one new genus (*Anatolia*) and subgenus (*Trabzonella*) of Candonidae family are suggested and represented from the Araklı section (Trabzon). Both genus and subgenus and their species (*Anatolia pontica*, *Trabzonella turcica*) have been found in the thin unconsolidated sandstone horizon which has yellow and abundant shelly fragments with rich and abundance ostracoda assemblations. They are Pontian aged and characteristics of oligohaline environment.

Key word: Ostracoda, Candonidae, Pontian, New genus and subgenus, Paratethys, Turkey.

Öz

Bu çalışmada, Araklı (Trabzon) yöresinde keşfedilmiş Candonidae familyasına ait yeni bir cins (Anatolia) ile yeni bir altcins (Trabzonella) önerilmiş ve tanımlanmıştır. Her iki yeni taxon ve onlara ait türler (Anatolia pontica ve Trabzonella turcica) sarı renkli, bol kavkı kırıkları ve zengin bir ostrakod topluluğu içeren, pekişmemiş kumlu seviyelerde saptanmıştır. Bu seviyeler Ponsiyen yaşlı olup, acısu ortam koşullarında çökelmiştir.

Anahtar kelimeler: Ostracoda, Candonidae, Ponsiyen, Yeni cins ve altcins, Paratetis, Türkiye.

INTRODUCTION

First detailed investigation on the Candonidae family was realized by Freels, 1980 in the some localities of Turkey's Neogene units. Other important investigations about this subject are Gökçen, 1979, Tunoğlu, 1984, Tunoğlu and Gökçen, 1985, 1991, 1997 ; Tunoğlu and Çelik, 1995, Tunoğlu et al., 1995, 1996, Tunoğlu and Bayhan, 1996, Tanar, 1989 and Tunoğlu et al., 1998, Tunoğlu and Ünal, 2001, Tunoğlu, 2001. Other some important investigations from the outside of Turkey on the Can-

donidae family are Agalarova, 1967; Krstic, 1969, 1975, 1979; Stancheva, 1981, 1989; Rundic, 1990 and Meisch, 2000.

The present study is based on the analyses of the ostracoda fauna associations obtained from 61 outcrop samples from Araklı Section /Trabzon and east of Değirmendere Section/Trabzon (Figure 1), which is located in the northeast part of Anatolia along the Black Sea coast. The study area was southern border of Euxinic basin of Paratethys during the Pontian stages.

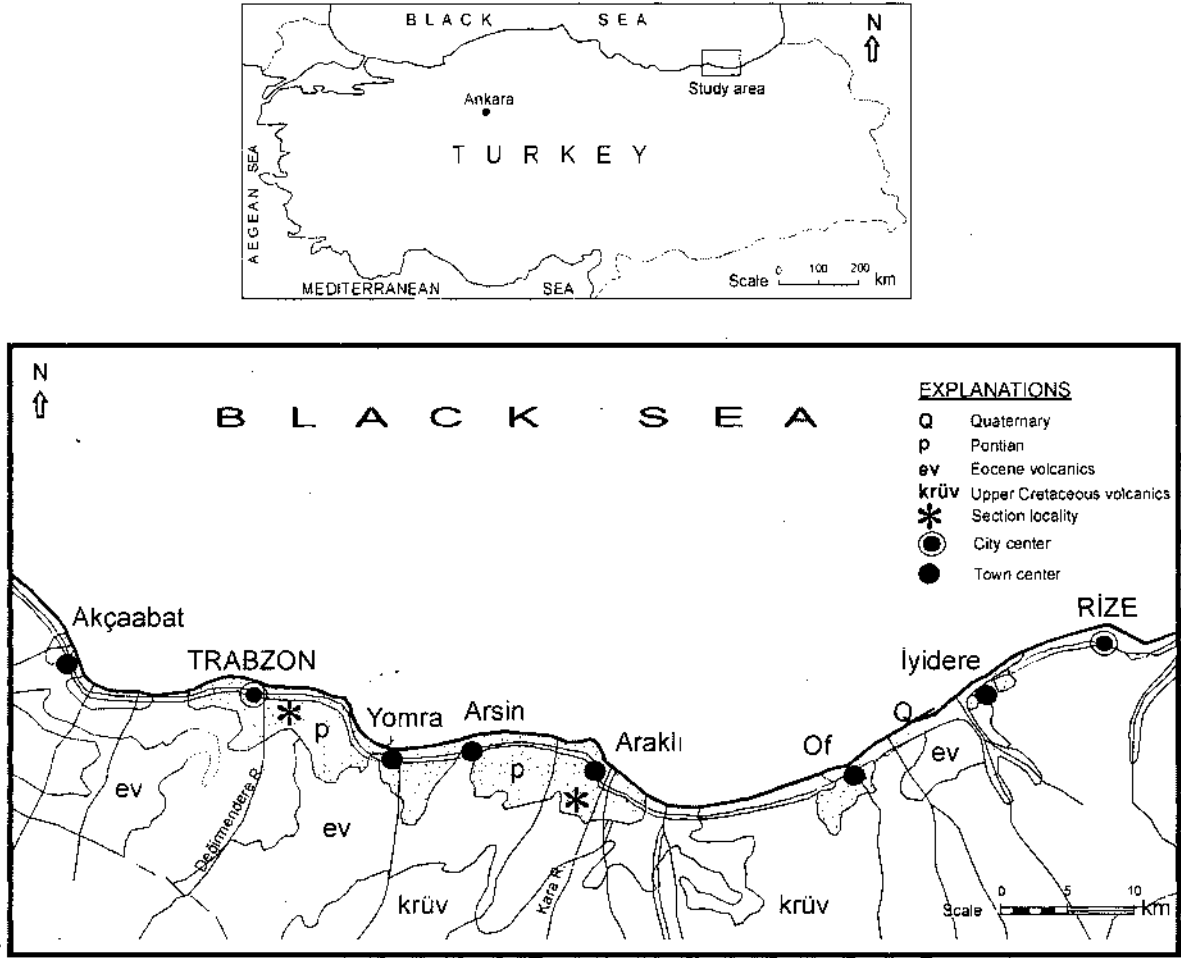


Figure 1. Location and geological map, and sections localities of investigation area (Geologic map simplified after the 1/500000 scaled Geological map of Turkey).

Şekil 1. Çalışma bölgesinin yerbulduru haritası, jeolojik haritası ve ölçülü stratigrafi kesit noktaları (Jeolojik harita 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası'ndan basitleştirilerek alınmıştır).

This is the first ostracoda data about this area (Tunoğlu et al., 1998). First detailed ostracoda investigation has been realized by Tunoğlu, 1984, Tunoğlu and Gökçen, 1985, 1991, 1995 and 1997 in the Sinop Peninsula. This paper is a part of a detail investigation, which is completed being TÜBİTAK project.

GEOLOGIC SETTING

The study area is located in a portion of the east part of the Pontid Tectonic Unit (Ketin, 1966). These area is covered with very complex and dominant magmatic and volcano-sedimentary belts during upper Cretaceous and Eocene periods which is related to plate tectonic conditions. Pontian

sedimentary units are located on the Eocene aged volcanic and volcanoclastic material by unconformably.

Neogen aged units are observed in İğneada (near Bulgaria border), Sinop Peninsula, Bafra, Çarşamba (Samsun), Akçaabat, Araklı and Trabzon district along the Black Sea coast from west to east. These are very restricted and isolated sedimentary basins, which are related with Paratethys along the Black Sea coast of Turkey from Bulgaria to Georgia border. One of them is Sinop Basin which is located centre of northern Anatolia coast has covered wide square and very thick stratigraphic column than the others.

Stratigraphic distribution of new genus (*Anatolia*) and subgenus (*Trabzonella*) of Candonidae Family and the other ostracoda assemblages in the Araklı and east of Değirmendere Sections (Trabzon) has been given in Table 1 and Table 2.

Table 1. Stratigraphic distribution of new genus (*Anatolia*) and subgenus (*Trabzonella*) of Candonidae Family and the other ostracoda assemblage in the Araklı Section (Araklı/Trabzon).

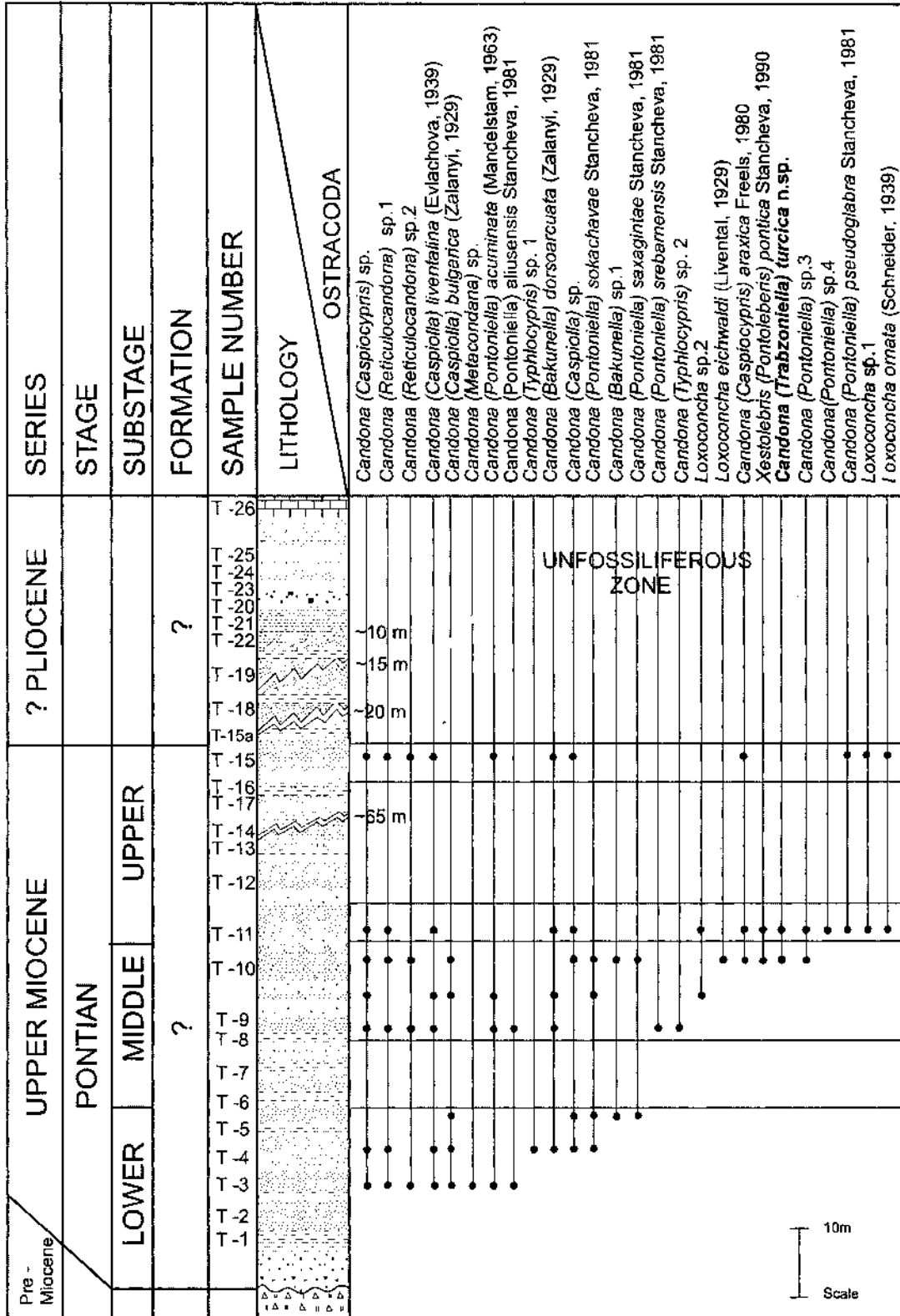
Çizelge 1. Araklı Kesiti 'nde (Araklı/Trabzon) yeni cins (*Anatolia*) ve yeni altcinsin (*Trabzonella*), diğer ostrakod topluluğu ile birlikte stratigrafik dağılımı.

FAMILY	SUBFAMILY	GENUS	SUBGENUS	FEATURES					Environment	Age
				OUTER FEATURES		INNER FEATURES				
				Gen. Shape of valve	Valve surf. features	Hinge	Marginal Zone	Muscle Scar		
CANDONIDAE KAUFMANN, 1900 CANDONINAE KAUFMANN, 1900 Candona BAIRD, 1845			<i>Caridina</i> BAIRD, 1845	I.v. bean shape m.h. at the center or posterior m.k. at the v.m.	smooth, and transparent weakly reticulated		m.z. narrow v. broadly at the anterior m.p.c. numerous straight, simple and short		Generally Fresh Water	PLIOCENE- OLOCENE RECENT
			<i>Bakurella</i> SCHNEIDER, 1938	I.v. trapezoidal a.m. rounded v.m. concave d.m. straight p.m. diagonal	smooth, and reticulated		interior lamella very wide four times than the congression zone		Fresh Water	PLIOCENE- PLEISTOCENE
			<i>Caspocypina</i> MENDELSTAM, 1956	I.v. trapezoidal p-v. m. tapering d.v. ovate d.m. straight	smooth or slightly pitted or reticulated n.p.c. abundant and small. Eyc. tubercule absent		like a <i>Candona</i>		Fresh Water	PLIOCENE- RECENT
			<i>Caspocypina</i> MENDELSTAM, 1956	I.v. kidney shaped a.m. rounded p.m. long & tapering d.m. straight or convex v.m. straight or sinous	smooth, and transparent rare reticulated		m.z. narrow m.p.c. numerous and dense		Fresh Water	PLIOCENE- PLEISTOCENE
			<i>Pseudocandona</i> BRONSTEIN, 1947	I.v. kidney shaped d.m. strongly convex v.m. strongly concave	smooth, bright and transparent		m.z. narrow v. wide m.p.c. numerous short, simple and straight sometimes bifurcate		Brackish Fresh Water	?-PLEISTOCENE
			<i>Tyrolacina</i> VEJDovsky, 1882	I.v. triangular d.v. strongly convex v.m. concave	smooth and bright		m.z. narrow v. wide m.p.c. numerous short, simple sometimes bifurcate		Fresh Water	PLIOCENE- RECENT
			<i>Luticypina</i> ZALATYI, 1939	I.v. trapezoidal v.m. long and slightly concave d.m. straight d.v. ovate	smooth sometimes pits and reticulated		m.z. and m.p.c. are genus character		Fresh Water Gen. deep Lake	PALEOCENE- PLIOCENE
			<i>Panopaea</i> MENDELSTAM, 1936	I.v. bean shaped a.m. well rounded p.m. tapering and long	smooth and pitted		m.z. narrow m.p.c. straight, dense at the anterior margin		Fresh Water	?-PLIOCENE- RECENT
			<i>Trabzonella</i> Tunçözü, 2002	I.v. trapezoidal d.m. straight a.m. well rounded v.m. concave p.m. oblique	smooth and bright		m.z. narrow m.p.c. straight, dense, short and thin		Brackish	MIDDLE LATE PONTIAN
			<i>Anatolia</i> Tunçözü, 2002	I.v. trapezoidal d.m. convex a.m. well rounded v.m. concave p.m. oblique	smooth, bright and transparent		m.z. narrow m.p.c. straight, dense, short and thin		Brackish	MIDDLE LATE PONTIAN

abbreviations: a.m. anterior margin / d.m. dorsal margin / l.v. lateral view / n.p.c. normal pore canals / v. vestibule / m.z. marginal zone
p.m. posterior margin / v.m. ventral margin / d.v. dorsal view / m.p.c. marginal pore canals / h. hinge

Table 2. Stratigraphic distribution of new subgenus *Trabzonella* of Candonidae Family and the other ostracoda assemblage in the east of Değirmendere Section (Trabzon).

Çizelge 2. Değirmendere doğusu Kesiti 'nde (Trabzon) yeni alicimin (*Trabzonella*), diğer ostrakod topluluğu ile birlikte stratigrafik dağılımı.



SYSTEMATIC DESCRIPTION

Two new Pontian aged Candonidae genus and subgenus were discovered and identified in the Araklı and east of Değirmendere Sections. Photographic (SEM) and hand drawing figures of them are given at Plate 1-2. Hartmann and Puri (1974) Classification has been used for the systematic description of the new genus and subgenus. Moore, 1961, Morkhoven 1962, 1963 and Catalogue of

Ostracoda (Ellis and Messina, 1953-1985) have also been used for the determinations and comparisons. All of the systematic and taxonomic descriptions are given below. Comparison table of some subgenera of Candonidae family are given in Table 3. The holotype and paratypes of the species are archived at the Geological Engineering Department of Hacettepe University.

Plate 1, 2. Photographic (SEM) and hand drawing figures plate of new genus (*Anatolia*) and subgenus (*Trabzonella*) of Candonidae family.

Plate 1, 2. Candonidae familyasına ait yeni cins (*Anatolia*) ve yeni altcinsin (*Trabzonella*) fotoğrafik (SEM) ve el çizimi şekilleri.

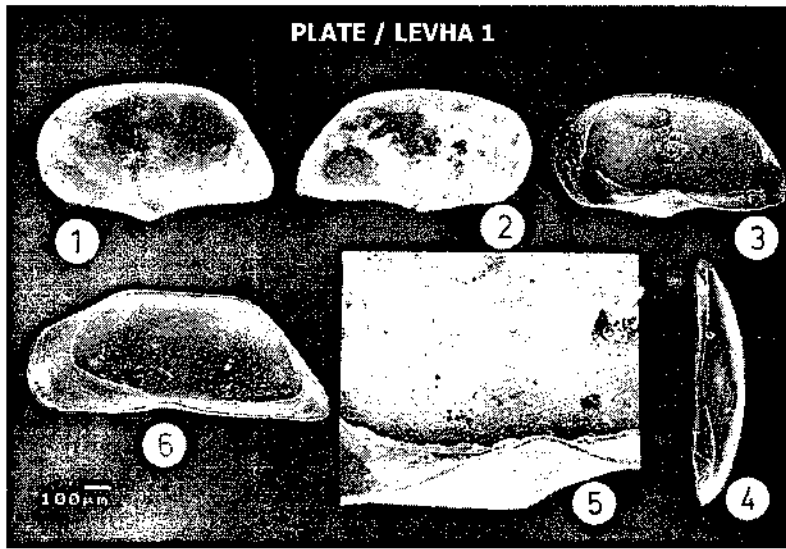


Figure 1-5. *Anatolia pontica* nov. gen. n.sp. Araklı (Trabzon)/factory of brick-tile kilns, sample number: Y-33, middle Pontian.
 1. Left valve, external view. x50
 2. Right valve, external view. x50
 3. Right valve, internal view. x50
 4. Left valve, ventral view. x50
 5. Right valve, internal view, muscle scars and ventral fold. x150

Figure 6. *Candona (Trabzonella) turcica* nov.subgen. n.sp. Araklı (Trabzon)/ factory of brick-tile kilns, sample number: Y- 31, middle-late Pontian. Right valve, internal view. x50

Şekil 1-5. *Anatolia pontica* nov. gen. n.sp. Araklı (Trabzon)/ tuğla-kiremit fabrikası, örnek numarası: Y-33, orta-geç Ponsiyen.
 1. Sol kapak, dış görünüm x50.
 2. Sağ kapak, dış görünüm x50.
 3. Sağ kapak, iç görünüm x50.
 4. Sol kapak, karn görünümü x50.
 5. Sağ kapak, iç görünüm, kas izi ve karn kıvrımı x150.

Şekil 6. *Candona (Trabzonella) turcica* nov.subgen. n.sp. Araklı (Trabzon)/ tuğla-kiremit fabrikası, örnek numarası: Y- 31, orta-geç Ponsiyen. Sağ kapak, iç görünüm x50.

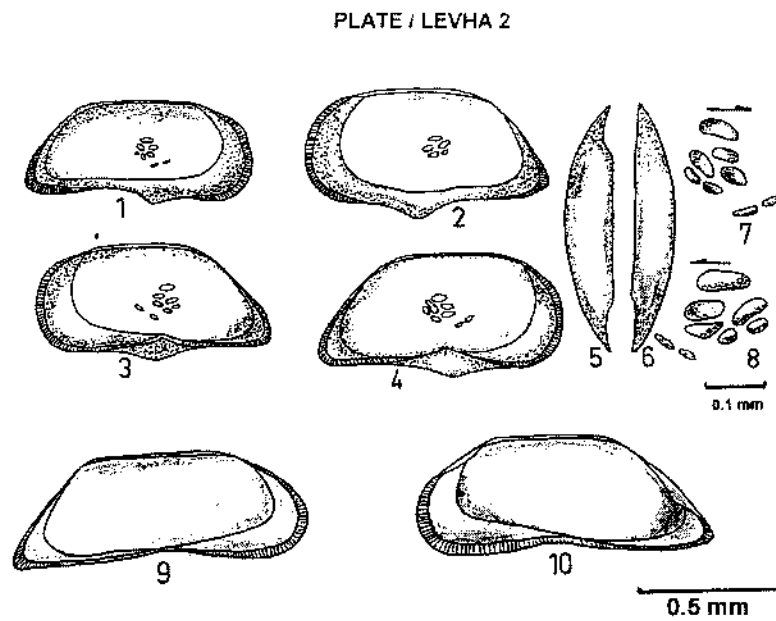


Figure 1-8. *Anatolia pontica* nov.gen. n.sp. Araklı (Trabzon)/ factory of brick-tile kilns, sample number: Y-33, middle-late Pontian.
 1. Right valve, external view. x55
 2. Right valve, external view. x55
 3. Right valve, internal view. x55
 4. Left valve, internal view. x55
 5. Left valve, dorsal view. x55
 6. Right valve, dorsal view. x55
 7. Central muscle scars, left valve internal view. x170
 8. Central muscle scars, right valve, internal view. x170

Figure 9,10. *Candona (Trabzonella) turcica* nov.subgen. n.sp. Araklı (Trabzon)/ factory of brick-tile kilns, sample number: Y-31, middle-late Pontian.
 9. Right valve, internal view. x60
 10. Left valve, internal view. x60

Şekil 1-8. *Anatolia pontica* nov.gen. n.sp. Araklı (Trabzon)/ tuğla-kiremit fabrikası, örnek numarası: Y-33, orta-geç Ponsiyen.
 1. Sağ kapak, dış görünüm x55.
 2. Sağ kapak, dış görünüm x55.
 3. Sağ kapak, iç görünüm x55.
 4. Sol kapak, iç görünüm x55.
 5. Sol kapak, sırt görünümü x55.
 6. Sağ kapak, sırt görünümü x55.
 7. Merkezi kas izi, sol kapak iç görünüm x170.
 8. Merkezi kas izi, sağ kapak iç görünüm x170.
 Şekil 9, 10. *Candona (Trabzonella) turcica* nov.subgen. n.sp. Araklı (Trabzon)/ tuğla-kiremit fabrikası, örnek numarası: Y-31, orta-geç Ponsiyen.
 9. Sağ kapak, iç görünüm x60.
 10. Sol kapak, iç görünüm x60.

Table 3. Comparison of some subgenera of Candonidae family.
 Çizelge 3. Candonidae familyasına ait bazı altcinslerin karşılaştırması.

UPPER MIOCENE	? PLIOCENE	SERIES
PONTIAN		STAGE
MIDDLE-UPPER		SUBSTAGE
?	?	FORMATION
Y-39 Y-38 Y-37 Y-36 Y-35 Y-34 Y-33 Y-32 Y-31 Y-30 Y-29 Y-28 Y-27 Y-26 Y-25 Y-24 Y-23 Y-22 Y-21 Y-20 Y-19 Y-18 Y-17 Y-16 Y-15 Y-14 Y-13 Y-12 Y-11 Y-10 Y-9 Y-8 Y-7 Y-6 Y-5 Y-4 Y-3 Y-2 Y-1		SAMPLE NUMBER
		LITHOLOGY
		OSTRACODA
UNFOSSILIFEROUS ZONE		<i>Amplocypris odessaensis</i> Initskaya, 1962
		<i>Tyrhenocythere batmani</i> (Tunoğlu, 2001)
		<i>Tyrhenocythere arakiensis</i> (Tunoğlu, 2001)
		<i>Candona</i> (<i>Pontoniella</i>) sp.2
		<i>Candona</i> (<i>Caspiolla</i>) sp.
		<i>Candona</i> (<i>Pontoniella</i>) <i>acuminata</i> Mandelstam, 1963
		<i>Aurila cicatricosa</i> (Reuss, 1850)
		<i>Cytherissa</i> sp.
		<i>Candona</i> (<i>Caspiolla</i>) <i>bulgerica</i> (Stancheva, 1966)
		<i>Candona</i> (<i>Candona</i>) <i>parallela</i> pannonica (Zalanyi, 1929)
		<i>Candona</i> (<i>Caspiocypris</i>) sp.
		<i>Candona</i> (<i>Lineocypris</i>) sp.
		<i>Cyprideis</i> sp.1
		<i>Loxocanacha gibboides</i> (Livental, 1949)
		<i>Euxinocythere</i> (<i>Maeotocythere</i>) sp.
		<i>Loxocanacha</i> sp.
		<i>Loxocanacha petasus</i> (Livental, 1929)
		<i>Xestoleberis</i> (<i>Xestoleberis</i>) sp.
		<i>Xestoleberis</i> (<i>Xestoleberis</i>) <i>ovulum</i> (Reuss, 1850)
		<i>Xestoleberis</i> (<i>Pontoleberis</i>) <i>pontica</i> Stancheva, 1990
		<i>Candona</i> (<i>Caspiolla</i>) <i>balcanica</i> (Zalanyi, 1929)
		<i>Candona</i> (<i>Caspiolla</i>) <i>lobata</i> (Zalanyi, 1929)
		<i>Candona</i> (<i>Bakunella</i>) <i>dorsoarcuata</i> (Zalanyi, 1929)
		<i>Candona</i> (<i>Bakunella</i>) sp.1
		<i>Tyrhenocythere turcica</i> (Tunoğlu, 2001)
		<i>Tyrhenocythere alatium</i> (Tunoğlu, 2001)
		<i>Tyrhenocythere alatium reticulata</i> (Tunoğlu, 2001)
		<i>Tyrhenocythere irabzonensis</i> (Tunoğlu, 2001)
		<i>Cytherissa bogatschovi</i> (Livental, 1929)
		<i>Cyprideis</i> sp.2
		<i>Candona</i> (<i>Pontoniella</i>) <i>sokachavae</i> Stancheva, 1981
		<i>Anatolia pontica</i> n.g. n.sp.
		<i>Candona</i> (<i>Trabzonella</i>) <i>turcica</i> n.g. n.sp.
		<i>Candona</i> (<i>Pontoniella</i>) sp.3
		<i>Candona</i> (<i>Pontoniella</i>) sp.4
<i>Tyrhenocythere</i> sp.2		
<i>Candona</i> (<i>Pontoniella</i>) <i>pseudoglobra</i> Stancheva, 1981		
<i>Euxinocythere</i> (<i>Maeotocythere</i>) sp.		
<i>Tyrhenocythere gosekanae</i> (Tunoğlu, 2001)		
<i>Cytherissa</i> sp.1		
<i>Cytherissa</i> sp.2		
<i>Tyrhenocythere filipescui</i> (Hangaru, 1962)		
<i>Tyrhenocythere agalarovae</i> (Tunoğlu, 2001)		
<i>Tyrhenocythere pontica</i> (Livental, 1929)		
<i>Tyrhenocythere</i> sp.1		
<i>Candona</i> (<i>Caspiolla</i>) <i>acronesufa</i> (Livental, 1929)		
<i>Euxinocythere</i> (<i>Maeotocythere</i>) <i>bosqueti</i> (Livental, 1929)		
<i>Leptocythere</i> (<i>Amniccythere</i>) <i>multituberculata</i> (Livental, 1929)		
<i>Cypria dorsoconca</i> (Krslic, 1975)		
<i>Cypria</i> sp.1		
<i>Cypria</i> sp.2		
<i>Leptocythere</i> (<i>Amniccythere</i>) sp.		
<i>Leptocythere</i> (<i>Leptocythere</i>) <i>cymbula</i> (Livental, 1929)		
<i>Candona</i> (<i>Candona</i>) sp.		
<i>Candona</i> (<i>subgenus indet</i>) sp.		

Family: CANDONIDAE Kaufmann, 1900
Subfamily: CANDONINAE Kaufmann, 1900

Ecology: They live generally in fresh-water, but also live in oligohaline and mesohaline conditions. Life style is benthic (Morkhoven, 1963).

Genus: *Anatolia* nov. gen.
Type-species: *Anatolia pontica* n.sp.

Anatolia nov. gen.
 pi. 1 figs. 1-5; pi. 2, figs. 1-8

Derivation of name: Anatolia (Peninsula between Asia and Europe, which Turkey is located on this land).

Espece-type: *Anatolia pontica*.

Description: Carapace is trapezoidal shape in lateral view. Dorsal margin is long and straight or slightly convex. Antero-dorsal and postero-dorsal corners are not angular. Posterior and ventral margins are not parallel to each other. Postero-ventral corner is tapering, Anterior margin is well rounded and not depressed to ventral margin, like the other genus of family. Ventral margin has characteristic peculiarity that is differentiated from the other genera of this family. There is a wide "V" shape projecting structure nearly central-ventral area of the valve. Reversibility, there is a wide "V" shape projecting structure in the same locality at the internal view of the valve. This valve structure may be very important in the living and moving position (vagrant style) for genera. Both end have equal tapering at the dorsal view, maximum length near the ventral margin, maximum height and width at the centre of the valve.

Hinge is adont, marginal zone is narrow, marginal pore canals are numerous, dense, straight, thin and simple. Vestibule is wide at the anterior margin, ventral margin and postero-ventral corner. It has six central muscle scars and two mandibular scars at the anterior. A largest central muscle scar is placed on the upper side of the centre of the valve and the other five scars more scattered and different shape and size than the other Candonidae genera. Sexual dimorphism is present, valve of male longer

and little height, but valve of female has wider than the male valve.

Affinities: *Candona* genus and its subgenera have generally like a flowers muscle scars (see-Table 3) but, muscle scars of *Anatolia* genus has untidy, the number of scars are five but, three of them are thin and longer, two of them small and rounded which is located below. Wide vestibule and projecting part of ventral margin are characteristics of this genus.

Locality and stratigraphic level in this study: Araklı (Trabzon), factory of brick-tile kilns, sample number: Y-31, Pontian.

Anatolia pontica nov. gen. n.sp.
 pl.1 figs.1-5 ; pi. 2 figs. 1-8

Derivation of name: Pontic Basin, Pontian stage, Pontids (The Northern Anatolian Tectonic Belt).

Holotype: Left valve.

Paratype: 2 carapaces, 14 valves.

Type-locality: Araklı (Trabzon), factory of brick-tile kilns.

Type-level: Pontian.

Diagnosis: Valve is trapezoidal in lateral view. Anterior margin is well rounded and repressed towards ventral margin, dorsal margin is slightly concave, posterior margin is diagonal and long towards ventral margin. Strong marginal part is an important peculiarity of this species. Surface of the valve is smooth, marginal zone is narrow but vestibule is wide along the anterior, ventral and posterior margins.

Description: Carapace is trapezoidal shape in the lateral view. Dorsal margin is slightly concave or straight. Antero-dorsal margin is not angular. Postero-dorsal corner is angular (140 degrees). Posterior margin is oblique, straight, long and tapering towards ventral margin. Ventral margin is characteristics of this genus, and broad V shaped marginal part is placed at the centre of the ventral margin. Valve surface is smooth and bright, ante-

rior and posterior end is tapering at the dorsal view. Maximum length is at the ventral margin, maximum height and width at the centre of the valve.

Marginal pore canals are thin, short and numerous. Vestibule are wide at the anterior and posterior ends. Hinge is adont. Central muscle scars are similar to Candonidae family. But, adductor muscle scars thinner and smaller than in the other *Candana* genera. There are two mandible scars at the anterior. Sexual dimorphism is visible, male forms are longer and narrower than the female forms.

Dimensions: Length: 0.82-0.87 mm
Height: 0.45-0.51 mm
Width: 0.30-0.34 mm

Affinities: This specimen is generally similar to *Candona* (*Pontoniella*) genus by external view. Especially central muscle scars are different with the other Candonidae genera (see Table 3).

Locality and stratigraphic level in this study: Araklı (Trabzon), factory of brick-tile kilns, sample number: Y-31; Pontian

Subgenus: *Trabzonella* nov. subgen.

Candona (*Trabzonella*) nov. subgen.
pi. 1 fig.6 ; pi. 2 figs. 9,10

Derivation of name: Trabzon (largest and historical city of Eastern Black Sea Coast of Turkey).

Type species: *Candona* (*Trabzonella*) *turcica*.

Description: Carapace is trapezoidal shape in lateral view. Dorsal margin is long and straight. Antero and postero-dorsal corners are angular (150 and 130 degree). Anterior margin is repressed towards ventral margin and well rounded, posterior margin is oblique, straight and tapering towards ventral margin, ventral margin is concave at the centre, right valve has a characteristic sinuous margin at the internal view of posterior margin. This folding is covered to left valve at the external. Similar small fold structure is observed at the antero-dorsal margin. Valve surface is smooth and

shiny, marginal pore canals, hinge and muscle scars are genus character. Vestibule is wide at the anterior and posterior.

Material: 2 carapaces, 15 valves

Dimensions: Length: 1.00-1.10 mm
Height: 0.45-0.48 mm
Width: 0.34-0.42 mm

Remarks: This subgenus is similar to *Candona* (*Pontoniella*) Mandelstam, but *Candona* (*Trabzonella*) subgenus differs in having a folding on the posterior margin and longer and tapering ventral margin and ventral margin is concave at the centre of margin (see Table 3).

Locality and stratigraphic level in this study: East of Değirmendere, T-10; Araklı (Trabzon), factory of brick-tile kilns, sample number: Y-28, Y-30, Y-31, Pontian.

Candona (*Trabzonella*) *turcica* n.sp.

pl.1 fig. 6; pi. 2 figs. 9, 10

Derivation of name: Turkey, Turk

Holotype: Right valve.

Paratype: 1 carapace, 7 valves.

Type-locality: East of Değirmendere/Trabzon.

Type-level: Middle Pontian.

Diagnosis: Carapace is trapezoidal in the side view, dorsal margin is long and straight, anterior and posterior corners are angular. Postero-ventral corner is tapering. Ventral margin is concave. It has a characteristic fold in the internal view of posterior margin, valve surface is smooth and shiny.

Description: Valve is trapezoidal in lateral view. Dorsal margin is straight and long. Antero-dorsal and postero-dorsal corners are angular (150 and 130 degree). Anterior margin is repressed toward ventral margin and well rounded. Posterior margin is straight and diagonally toward posterior

margin, and has tapering and long at the postero-ventral area, ventral margin is concave. There is a characteristic fold in the internal view of the posterior margin. This fold is covered in the left valve from the external. Similar small fold is observed at the antero-dorsal area. Marginal pore canals, hinge and muscle scars are genus character. Vestibule is wide at the anterior and posterior margins.

Material: 2 carapaces, 15 valves

Dimensions: Length: 1.00-1.10 mm

Height: 0.45-0.48 mm

Width: 0.34-0.42 mm

Remarks: *Pontoniella acuminata* has a characteristic folding at the antero-dorsal corner, but our specimen has longer and tapering postero-ventral margin than *Pontoniella acuminata*. Ventral margin is concave at the centre. This species is very closely similar to *Candona (Pontoniella) pontica* Agalarova and *C. (Pontoniella) loczyi* (Zalanyi), but differs in having by folding on the posterior margin. *Candona (Pontoniella) acuminata sinistriruncata* Freels has characteristic tiny cotes along the valve surface and has not characteristic fold as *Candona (Trabzonella) turcica* at the posterior margin.

Locality and stratigraphic level in this study:

East of Değirmendere, sample number: T-10; Araklı (Trabzon), factory of brick-tile kilns, sample number: Y-28, Y-30, Y-31, Pontian.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author is grateful to TÜBİTAK (The Scientific and Technical Research Council of Turkey) for providing financial support during both the field and laboratory studies (Project number: YDABÇAG-133). I also thanks to Cüneyt BİLEN and Aziz ÜNAL (Msc students) who helped during some field step of this study. I specially thanks to Mr. Mehmet Ali Siyez (Head of Department), Mr. Mehmet Ali Yılman (Chemist Major) and Nebahat Yurtseven- Chemist and SEM Operator) at the

Ministry of Interior, Gendarmerie General Command, Head of Criminal Department and Narcotics Laboratory for SEM Analyses.

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Candonidae Kaufmann 1900 familyası ve onun alt familyası olan Candoninae Kaufmann, 1900 Türkiye Neojeni'nde en ayrıntılı olarak ilk kez Freels, 1980 tarafından ortaya konulmuştur. Gökçen, 1979, Tunoğlu, 1984, Tunoğlu and Gökçen, 1985, 1991, 1997; Tunoğlu and Çelik, 1995, Tunoğlu et al., 1995, 1996, Tunoğlu and Bayhan, 1996, Tanar, 1989 and Tunoğlu et al., 1998, Tunoğlu and Ünal, 2001 ve Tunoğlu, 2001 Türkiye'de bu konuda gerçekleştirilmiş önemli çalışmalarlardır. Ülkemiz dışında ise özellikle Agalarova, 1967; Krstic, 1969, 1975, 1979; Stancheva, 1981, 1989; Rundic, 1990 ve özellikle Meisch, 2000 başlıcalarıdır.

Bu çalışma, Araklı/Trabzon ilçesinde ve Trabzon Değirmendere doğusunda (Şekil 1) alınan iki ayrı kesite ait, 61 örneğin incelenmesi sonucu saptanan, Candonidae familyasına ait yeni bir cins ile yeni bir altcinsin ve bunlara ait iki yeni türün keşfi ve bunların bilimsel kamuoyuna önerilmesi ve tanınmasını içermektedir.

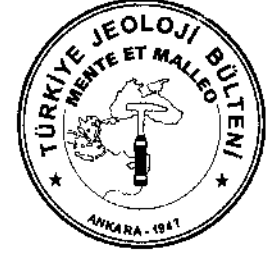
Çalışma bölgesi Pontidler Tektonik Birliği içinde yer almaktadır (Ketin, 1966). Bu bölge yoğun olarak Üst Kretase-Eosen yaşlı magmatik ve volkanosedimanter birimler ile örtülüdür. İnceleme konusu olan Ponsiyen yaşlı sedimenter birimler, bu eski birimleri uyumsuzlukla örtmektedir. Söz konusu yeni taxonlar bol kavkı kırıntıları içeren pekişmemiş kumlu seviyelerle, killi seviyeler içinde zengin bir ostrakod fauna topluluğu ile birlikte bulunmuştur.

Anatolia cinsi ve *Trabzonella* altcinsi ve bunların tip türleri olan *Anatolia pontica* ile *Trabzonella turcica* ilk kez bu çalışmada sistematik olarak tanımlanmış ve **takdiri** edilmiştir. Bu iki yeni tür ile ait oldukları cins ve altcins Ponsiyen yaşını ve oligohalin (acısu) bir ortamı karakterize etmektedir.

REFERENCES

- Agalarova, D.A., 1967. Microfauna der Ponthischen Ablagerungen Aserbeidschans und der angrenzenden Gebiete. Az Nil po Dobyce Nefti, A204, 123 p.
- Ellis and Messina, (1953-1985). Catalogue of Ostracoda and their supplements. American Museum of Natural History, New York.
- Freels, D., 1980. Limnische Ostrakoden aus Jungtertiär und Quartär der Türkei. Geol. Jahr., Reihe B, Heft 39, Hannover, 172 p.
- Gökçen, N., 1979. The stratigraphy and Paleontology of Neogene sequence of Denizli-Muğla district. Assoc. Prof. Thesis, Hacettepe University, Ankara, 178 p.
- Hartmann, G., Puri, H., 1974. Summary of Neontological and Paleontological Classification of Ostracoda. Mitt Hamburg Zool. Mus. Inst., 70, 7-73.
- Kaufmann, A., 1900. Über zwei neue *Candona*-Arten aus der Schweiz.-Zoologischer Anzeiger 3 (608): 108-110.
- Ketin, İ., 1966. Tectonic Units of Anatolia (Asia Minor), Publ. of The Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 66, 34 p.
- Krstic, N., 1969. Pontian Ostracods from Eastern Serbia: *Candona* and *Cypria*, Bull. Geol. Geogrph., A, 26, 243-251.
- Krstic, N., 1975. The Pliocene Ostracods of Metohija, 3. Upper Pliocene of the locality cabrat (Dakovica), Bull. du Museum d'Histoire Naturelle, A, 30, 191-219.
- Krstic, N., 1979. The Pliocene Ostracodes of Metohija, 4, Bull. du Museum d'Histoire Naturelle, A, 34, 169-178.
- Meisch, C., 2000. Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin, 522 p.
- Moore, R.C., 1961. Treatise on Invertebrate Paleontology, Q Arthropoda. 3. Ostracoda Geol. Soc. Amer. Univ. Kansas Press, 442 p.
- Morkhoven, F.P.C.M. Van., 1962. Post Paleozoic Ostracoda, Elsevier edit., 1, 244 p.
- Morkhoven, F.P.C.M. Van., 1963. Post Paleozoic Ostracoda, Elsevier edit., 2, 478 p.
- Rundic, L., 1990. The Pontian Ostracodes from Mala Mostanica (Belgrade), Proceedings of Geoinstitute, 24, 255-260.
- Stancheva, M., 1981. New Species of Genus *Candona* (Ostracoda) from the Pliocene in Northern Bulgaria. Paleont. Strat. Litho., 15, 66-81.
- Stancheva, M., 1989. Taxonomy and biostratigraphy of the Pleistocene ostracods of the Western Black Sea Shelf, Geologica Balcanica, 19. 6, 3-39.
- Tanar, Ü., 1989. Mut Havzası Tersiyer istifinin stratigrafik ve mikropaleontolojik (Ostrakod ve Foraminifer) incelenmesi Doktora Tezi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 199 p.
- Tunoğlu, C., 1984. İncipınarı-Kurtkuyusu (Sinop batısı) yöresi Neojen'inin Ostrakod Biyostratigrafisi, H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Müh. Tezi, 173 p.
- Tunoğlu, C., 2001. New Pontian *Tyrrhenocythere* (Ostracoda) species from Araklı (Trabzon), Eastern Black Sea Region of Turkey, Yerbilimleri, 23, 129-143.
- Tunoğlu, C. and Çelik, M., 1995. The ostracoda association and environmental characteristics, of Lower Miocene sequence of Iğın (Konya) district (Central Anatolia); Proceedings of the 12 th. Inter. Ostracoda Symp. Ostracoda and Biostratigraphy (Ed. Rihaj.), 229-235.
- Tunoğlu, C., Temel, A. and Gençoğlu, H., 1995. Pliocene ostracoda association and

- environmental characteristics of Sivrihisar (Eskişehir)-Central Anatolia; 12 th. Inter. Ostracoda Symp., Ostracoda and Biostratigraphy (Ed. Riha, J.) 265-275.
- Tunoğlu, C. and Bayhan, E., 1996. Burdur Havzası Pliyosen istifinin mikropaleontolojik incelenmesi ve ortamsal yorumu, MTA Derg. 118,9-16.
- Tunoğlu, C., Çelik, M. & Temel, A., 1996. Doğanbey-Seydişehir (GB Konya) yöresi Neojen istifinin ostrakoda topluluğu ve ortamsal yorumu, KTÜ Müh. Mim. Fak. Jeo. Müh. Böl., 30. Yıl Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, v.II, 558-574.
- Tunoğlu, C., Gökçen, N., 1985. İncipınarı-Kurtkuyusu (Sinop Batısı) Üst Miyosen İstifinde Yeni Ostrakoda Faunası, Yerbilimleri, H.Ü. YUVAM Yayın Organı, 12, 19-39.
- Tunoğlu, C., Gökçen, N., 1991. İncipınarı-Kurtkuyusu (Sinop Batısı) Üst Miyosen istifinin ostrakoda biyostratigrafisi, T.J.B., 34/1, 37-43.
- Tunoğlu, C. and Gökçen, N., 1995. Tethys and Paratethys transition on the Black Sea Coas' of Türkiye; EUG-8, European Union of Geosciences, Abstracts, Strasbourg, France.
- Tunoğlu, C., Gökçen N., 1997. Pontian Ostracodes of the Sinop Area, Black Sea Coast of Turkey, Revue De Micropaléontologie, 40, 4, 347-367.
- Tunoğlu, C., Ünal, A., 2001. Pannonian-Pontian Ostracoda fauna of Gelibolu Neogene Basin (NW Turkey), Yerbilimleri, 23, 167-187.
- Tunoğlu, C., Ünal, A., Bilen, C., 1998. Doğu Karadeniz Kıyısı Boyunca Tetis-Paratetis geçişi ve Etki Alanlarının Araştırılması, TÜBİTAK, Proje No: YDABÇAG-133, 149 P-



Kuzeydoğu Ege Denizi-Çanakkale Boğazı ve
Marmara Denizi Geçiş Bölgesi Çökellerinde
İnce Tane Boyunun Ağır Metal Dağılımına Etkisi
*Effect of Fine-Grain Size On Distribution of Heavy
Metals in the Sediments of the Northeast Aegean Sea,
Çanakkale (Dardanelles) Strait and Marmara Sea Transition*

Fulya YÜCESOY ERYDLMAZ

Mersin Üniversitesi Müh. F. Çevre M.B. 33342 Çiftlikköy / Mersin
e-mail: yucesoy@mersin.edu.tr

Mustafa ERYDLMAZ

Mersin Üniversitesi Silifke MYO 33940 Silifke/İçel

Öz

Birbirleri ile bağlantılı ancak farklı özelliklere sahip, Kuzeydoğu Ege Denizi'nden 82, Çanakkale Boğazı'ndan 23 ve Çanakkale Boğazı Marmara Denizi Girişi (ÇBMG)nden 20 tane olmak üzere toplam 125 yüzey çökel örneğinde tane boyutu analizleri yapılarak çamurun kütlece yüzdeleri hesaplanmış ve çökellerde ağır metal (Fe, Mn, Cu, Co, Cr, Zn, Pb, Ni) analizleri yapılmıştır.

Çalışmanın sonucunda çamurun kütlece yüzdelerinin; KD Ege örneklerinde %34,3; Çanakkale Boğazı örneklerinde %74,1; ÇBMG çökellerinde %79,9 olduğu saptanmıştır. 3 bölge örneklerinde ortalama en yüksek metal konsantrasyonları ÇBMG'nden alınan çökellerde bulunmuştur. ÇB örneklerinde bazı metallerin ortalama derişimlerinin ÇBMG örneklerindeki ortalama metal derişimleri ile aynıdır. ÇBMG'de Pb haricinde tüm metal derişimleri, çamurun kütlece yüzdesi arttıkça, artmaktadır. Çanakkale Boğazı'nda Cu, Cr, Ni, Z derişimleri çamurun kütlece yüzdesinin artışına uygun artış göstermektedir. Mn, Pb ve Cu'nun derişimlerinin ortalamasının en yüksek bulunduğu Çanakkale Boğazı örneklerinde antropojenik ve karasal girdilerinin metal derişiminin artışında etkin olduğu gözlenmektedir. KD Ege Denizi örneklerinde Ni, Cr, Zn konsantrasyonları, çamurun kütlece yüzde artışı ile artış göstermektedir. Pb, Mn, Fe, daha az olarak Co ve Cu'nun derişimleri çamur kütle yüzdesine bağlı artış göstermemektedir. Oysa en yüksek Pb, Cu derişimleri bu bölgede saptanmıştır.

Anahtar Sözcükler: Ağır metal, Çanakkale Boğazı, Çanakkale Boğazı Marmara Denizi Girişi, , İnce tane boyu çökel, Kuzeydoğu Ege Denizi

Abstract

Total 125 surface sediment samples were taken from NE Aegean Sea (82 samples), Çanakkale (Dardanelles) Strait (23 samples), Junction of the Marmara Sea with the Dardanelles Strait (DSMJ) (20 samples). Grain size and heavy metals (Fe, Mn, Zn, Ni, Pb, Cu, Co, Cr) the samples were determined by standard methods.

NE Aegean Sea, Çanakkale (Dardanelles) Strait, DSMJ surface samples mean mud percentage were found 34.3%, 74.1%, 79.9% by mass. The highest mean metal value was calculated in the DSMJ sediment. In the Çanakkale (Dardanelles) Strait sediments some heavy metals concentrations reach same data with DSMJ. Outside Pb all heavy metals show positive correlation with mud in the DSMJ. Heavy metals-mud correlation show positive correlation in the Dardanelles Strait. But, other parameters for example antropogenic and land-particulate effect to deposition of

heavy metal in the DS sediment. In the NE Aegean Sea sediment Ni, Cr, Zn, show high correlation coefficient with mud according to Pb, Mn, Fe, Co, Cu. General distribution of Pb, Mn, Co, and Fe decent on different parameters besides mud size. Cu, Cr, Zn, Ni have high correlation with mud in the studying areas.

Key Words: Heavy metal, Çanakkale (Dardanelles) Strait, Junction of the Marmara Sea with the Dardanelles Strait, fine size sediment, Northeast Aegean Sea

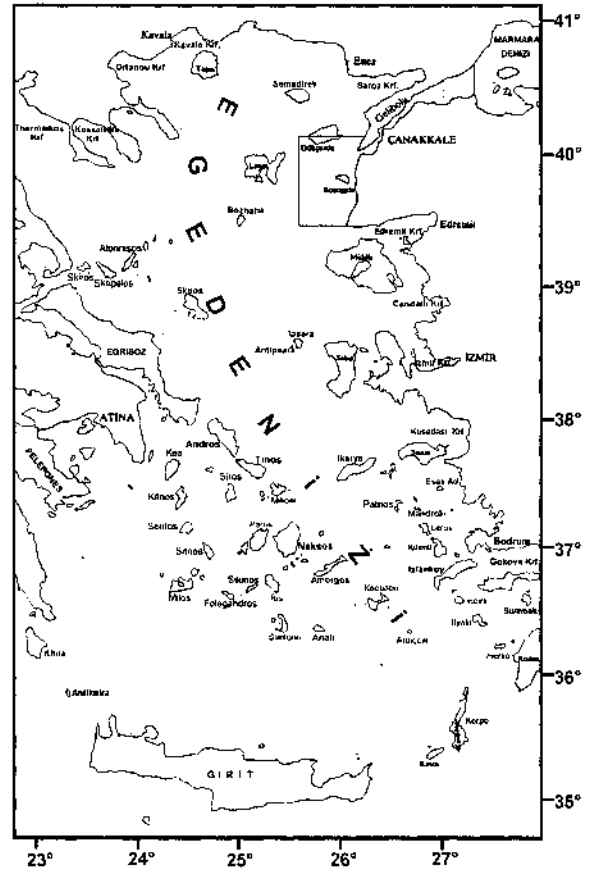
GİRİŞ

Kuzeydoğu Ege Denizi'nin Gökçeada-Baba Burnu arasında kalan kısmı çalışma alanının ilk bölümünü oluşturmaktadır. Bu bölgede ortalama derinlik 60-100 m dir. Ege Denizi'nin çok girintili çıkıntılı yapısına rağmen bu bölgede kıyılar durağan yapı sergilemektedir. Çalışılan ikinci bölge, Çanakkale Boğazı, yaklaşık 65 km uzunlukta, 1,2-7 km genişlikte ve ortalama 55 m derinliktedir. Çanakkale Boğazı Marmara Denizi Girişi (ÇBMG) ise kuzeyde Çardak Burnu ile Hoşköy Burnu-güneyde Zineirbozan Bankı ile Karaburun arasında kalan alandır. Ortalama 50-60 m derinliğe sahip olup en derin yeri Marmara Denizi'nin başlangıcı sayılan noktada 110 m dir (Şekil 1). Çanakkale Boğazı'na Gelibolu ve Biga Yarımadası'ndan çok sayıda akarsu boşalır (Şekil 1). Çanakkale Boğazı'nın Ege çıkışında boşalan Karamenderes Nehri yılda 0.89×10^6 ton asılı yük getirmektedir (EİE, 1993) (Şekil 1). Karadeniz'in az tuzlu suları yüzeyden İstanbul Boğazı, Marmara Denizi ve Çanakkale Boğazı yoluyla Ege Denizi'ne akmakta ve buna karşılık Doğu Akdeniz'in tuzlu suları alttan Çanakkale Boğazı, Marmara Denizi ve İstanbul Boğazı ile Karadeniz'e ulaşmaktadır.

Ege Denizi, Çanakkale Boğazı ve Marmara Denizi çeşitli yönleri ile (jeolojisi, tektoniği, volkanizması, stratigrafisi vb.) pekçok araştırmanın odağı olmuştur. Bu bölgenin Pleistosen-Holosen dönemlerindeki deniz seviyesi değişimleri, çökel özellikleri Erol (1976, 1983, 1992); Kraft vd. (1980, 1983); Aksu ve Piper (1983); Cramp vd. (1988); Aksu vd. (1990, 1995a, 1995b); Piper and Perissoratis (1991); Smith vd., (1995); Ergin vd. (1991, 1993, 1994, 1997 a-b), Çağatay vd. (1998) Yücesoy-Eryılmaz (1998) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu çalışmalarda çeşitli tektonik hareketler, iklimsel değişimler ve bunlara bağlı jeomorfolojik süreç göz önüne alındığında

çalışma alanına ait günümüz deniz tabanının geç Pleistosen-Holosen dönemlerine ait buzul ve buzullararası çağların etkisinde kaldığı anlaşılmaktadır.

KD Ege Denizi, Çanakkale Boğazı ve Çanakkale Boğazı'nın Marmara Denizi'ne açıldığı bölgeden alınan 125 yüzey örneği ile yapılan



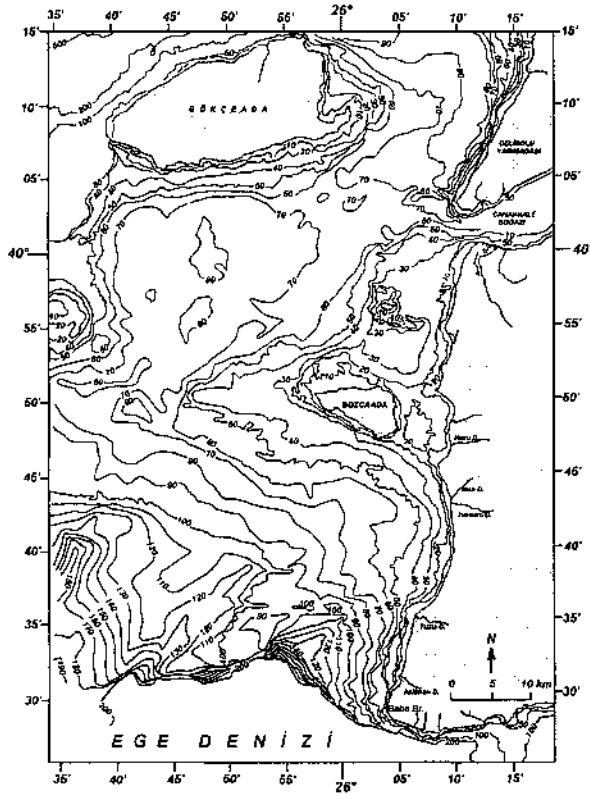
Şekil 1. Kuzeydoğu Ege Denizi, Çanakkale Boğazı ve Çanakkale Boğazı Marmara Denizi girişinin fizyografik haritası

Figure 1. Physiographic maps of the NE Aegean Sea, Çanakkale Strait and Junction of the Marmara Sea with the Dardanelles Strait (DSMJ)

çalışmanın amacı bu birbirleri ile ilişkili aynı zamanda farklı özelliklerdeki alanların güncel çökellerindeki etken faktörleride göz önüne alarak tane boyu değerleri ile metal değerleri arasındaki ilişkiyi ortaya koymaktır.

Yüzey Çökel Örneklemeleri Ve Analizleri

Bu çalışmada kullanılan 125 yüzey örneği 1991-1995 yılları arasında Seyir Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığının "ÇUBUKLU" Araştırma Gemisi ve İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü'ne bağlı "ARAR" Araştırma Gemisinin bölgede yapmış oldukları seferler sırasında orange peel ve van veen tipi kepçe (grap) ile 7m ila 290 m su derinliğinden alınmıştır (Şekil 2).



Şekil 2. Çalışılan yüzey çökel örneklerinin alındığı istasyonlar

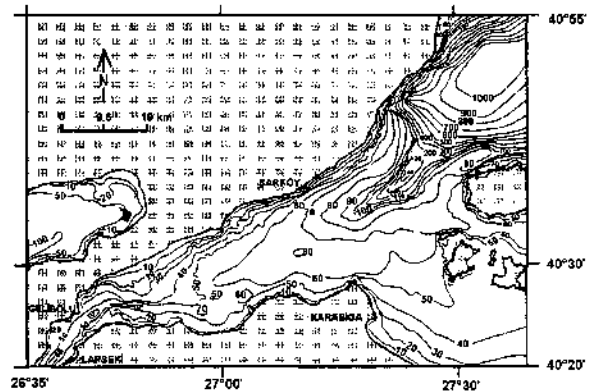
Figure 2. Sampling stations of the studied surface sediments

Toplanan örneklerin tane boyu analizi standart sediment petrografik teknikler kullanılarak ger-

çekleştirilmiştir (Folk, 1974; Lewis, 1984). Tane boyu analizi sonucu elde edilen tane boyu ağırlıkları Folk (1974)'te yer alan metod ile hesaplanarak kümülatif yüzde değerleri elde edilerek, çakıl, kum, silt, kil, ve çamur değerleri belirlenmiştir. Tüm örnekler "bulk sample" HNO_3 , $HClO_4$ ve HF kullanılarak açık çözündürme tekniği ile çözündürülerek Atomik Absorbsiyon spektrofotometresinde Fe , Mn , Ni , Zn , Cr , Co , Cu , Pb , Al analiz edilmiştir (UNEP/IAEA, 1986; Loring, 1987; Loring and Rantala, 1988).

Yüzey Çökellerinde Tane Boyu Dağılımı

125 yüzey örneğinin çakıl, kum silt, kil ve çamur tane boyunun kütlece ortalama ve en düşük-en yüksek değerleri Tablo 1'de verilmiştir. En fazla silt Çanakkale Boğazı'nda (%72.5) (Şekil 3; Tablo 1); en fazla kil ise ÇBMG örneklerinde tesbit edilmiştir (%65.2) (Şekil 4; Tablo 1). Çamur (silt+kil) dağılımı Şekil 5'de verilmiştir.



Şekil 3. Yüzey çökellerinde silt (%) dağılımı

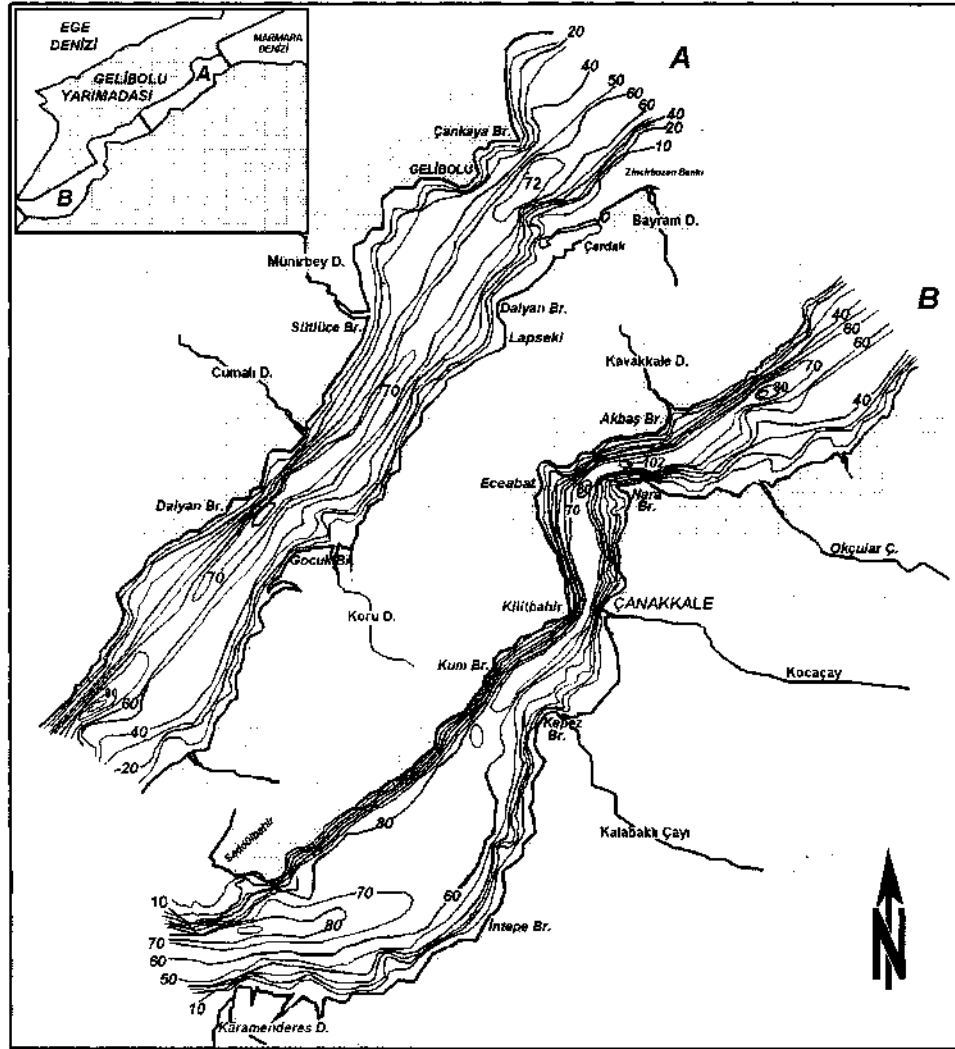
Figure 3. Silt distribution of the surface sediments (%)

KD Ege Denizi örneklerinde çamur büyük ölçüde silt fraksiyonundan oluşmaktadır ($r=0.95$). Çanakkale Boğazı örneklerinde çamurun silt ve kil ile korelasyonları $r=0.96$, $r=0.82$; ÇBMG çökellerinde çamurun silt ve kil ile korelasyonları $r=0.79$, $r=0.83$ bulunmuştur. Diğer iki bölgeden farklı olarak burada çamurun kil ile korelasyon katsayısı, silt ile olan korelasyon katsayısından daha büyüktür.

Çizelge 1. Çalışılan bölgelerde çökellerin tane boyu miktarları, yüzde olarak. Ortalama değerler parantez içinde gösterilmiştir.

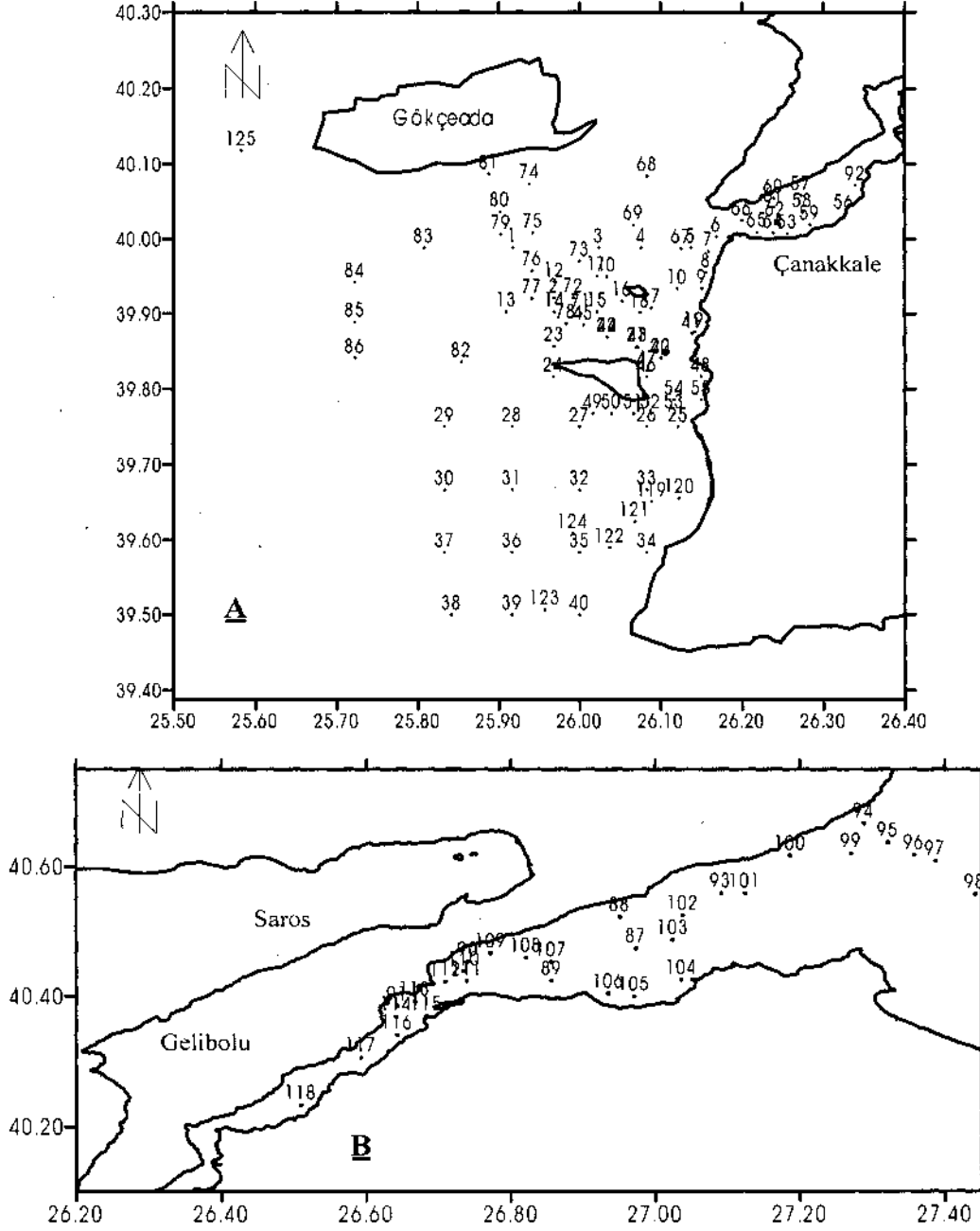
Table I. Cumulative grain size value of the studying areas. Average values is show in the parenthesis.

	Çakıl	Kum	Silt	Kil	Çamur
KD Ege Denizi	0-34.5 (7.2)	14.6-91.5 (57.7)	1.4-67.2 (24.2)	0-25.8 (10.3)	2.7-84.6 (34.3)
Çanakkale Boğazı	0-7 (1)	1.9-87.3 (25)	6-72.5 (52)	6-72.5 (52)	12.4-98.1 (74.1)
Çanak. Boğ. Mar. D. Girişi	0-39.4 (5.1)	1.1-70 (15.1)	17.7-70.3 (42.7)	9.3-65.2 (34.7)	27.1-98.9 (79.9)
Tüm Örnekler	39.4-0 (4.4)	1.1-91.5 (27.6)	1.42-72.5 (39.6)	1-65.2 (22.4)	2.7-98.9 (62.7)



Şekil 4. Yüze çökellerinde kil (%) dağılımı

Figure 4. Clay distribution of the surface sediments (%)



Şekil 5. Yüze çökellerinde çamur (%) dağılımı
Figure 5. Mud distribution of surface sediments (%)

Yüze Çökel Örneklerinde Metal Dağılımı Ve Tane Boyu İle İlişkisi

Çalışılan 125 yüze örneğinde ölçülen metal konsantrasyonları ortalaması, değişim aralığı ve bölgede yapılan diğer çalışmaların sonuçları Tablo 2'de verilmiştir. Çalışılan üç bölgede ölçülen metal konsantrasyonlarının kum, silt, kil ve çamur tane boyu ile korelasyon katsayıları Tablo 3 te yer al-

maktadır. Bölgesel dağılımda KD Ege Denizi çökellerinde Fe ince taneli çökelerde zayıf pozitif, Çanakkale Boğazı ve ÇBMG örneklerinde kuvvetli pozitif ilişki sergilemektedir. (Tablo 3, Şekil 6a, b, c). KD Ege Denizi Mn konsantrasyonları ince taneli çökelerde zayıf pozitif korelasyon sergilemektedir (Tablo 3; Şekil 6a,b,c). Çanakkale Boğazı Mn konsantrasyonu özellikle silt ile korelasyon göster-

inedir (Şekil 6a). ÇBMG çökellerinde ise ince tane boyuna bağlı kuvvetli Mn artışı görülmektedir (Şekil 6c; Tablo 3). En yüksek Cu konsantrasyonu

KD Ege örneğinde olmasına rağmen; Marmara ve Çanakkale Boğazı yüzey çökellerinde Cu ortalama değerleri daha yüksektir (Tablo 2).

Çizelge 2. Çalışılan çökel örneklerindeki metal miktarlarının diğer bölge ve örnekleri ile karşılaştırılması (Fe ve Al % olarak, diğerleri ppm). Ortalama değerler parantez içinde verilmiştir.

Table 2. Comparison of the metal results obtained in this study with those from others (Fe and Al %, others ppm). Average value was given in paranthesis

	Cu	Co	Cr	Pb	Zn	Ni	Mn	Fe	Al
1	10-52 (17)	3-11 (8)	11-93 (46)	8-35 (19)	13-98 49	2-42 (19)	100-511 (272)	0.3-3.08 (1.88)	1.13-8.3 (3.58)
2	11-28 (23)	6-14 (12)	49-129 (98)	12-29 21	33-108 (78)	23-69 (50)	274-703 (447)	1.4-3.29 (2.72)	4-10.3 (7.4)
3	14-27 (22)	8-19 (14)	34-150 (106)	12-32 (21)	42-108 (86)	22-87 (60)	239-565 (450)	1.5-3.68 (3.01)	2.53-8.5 (6.77)
4	10-52 (21)	3-19 (11)	11-150 (83)	8-35 (20)	13-108 (71)	2-87 (43)	100-703 (389)	0.3-3.68 (2.54)	1.13-10.3 (5.91)
5	18	16	92	17	39	143	925	2.42	
6	34		592		64	1367	3979	5.18	
7	3-77	2-41	9-312		19-162	11-406	103-2625	0.59-5.74	
8	6-44			2-80	23-157	14-145	114-1740	0.25-4.6	0.9-9.6
9	14-104	13-33	89-186	31-106	50-169	42-173	307-2059	1.7-5.1	
10	3-52	6-29	11-238	19-61	34-272	8-149	168-746	0.8-4.6	1.1-9.2
11	15-82	0-20	13-224	12-66	24-138	11-202	112-1064	0.23-4.9	
12	39-103		340-551		107-133	157-326	1103-2091	5.3-6.3	
13	50	20	100	20	90	80	850	4.7	9.2

- 1- Çalışılan KD Ege Denizi yüzey örnekleri
- 2- Çalışılan Çanakkale Boğazı yüzey örnekleri
- 3- Çalışılan ÇBMG yüzey örnekleri
- 4- Çalışılan tüm yüzey örnekleri
- 5- Doğu Ege Denizi yüzey çökelleri (Voutsinou-Taliolari ve Satsmadjis, 1982)
- 6- Euboikos Körfezi, Batı Ege D. yüzey sed.(Voutsinou-Taliolari ve Varnakas, 1993)
- 7- Doğu Ege Denizi yüzey çökelleri (Ergin vd., 1993)
- 8- Saros Körfezi yüzey örnekleri (San, 1997)
- 9- Marmara Denizi yüzey çökelleri (Bodur ve Ergin, 1994)
- 10- Erdek Körfezi yüzey çökelleri (Balkıs, 1997)
- 11- Güney Karadeniz yüzey çökelleri (Yücesoy ve Ergin, 1992)
- 12- Kuzeydoğu Akdeniz yüzey çökelleri (Shaw ve Bush, 1978)
- 13- Ortalama şeyi (Krauskopf, 1985)

Çizelge 3. Üç bölgenin metal değerlerinin tane boyu ile korelasyonu (örnek sayısı: KD Ege Denizi = 20, Ç.B.=20, ÇBMG=23)

Table 3. Correlation coefficient value between heavy metal and grain size of the 3 areas

	Kum	Silt	Kil	Çamur
KD Ege D. Fe	-0.20	0.27	0.38	0.35
Ç. Boğazı Fe	-0.84	0.78	0.76	0.84
MDÇG Fe	-0.60	0.50	0.84	0.84
KD Ege D. Mn	-0.20	0.20	0.39	0.30
Ç. Boğazı Mn	-0.48	0.57	0.16	0.48
MDÇG Mn	-0.63	0.62	0.58	0.74
KD Ege D. Cu	-0.40	0.41	0.21	0.41
Ç. Boğazı Cu	-0.94	0.93	0.71	0.94
ÇBMG Cu	-0.72	0.59	0.82	0.88
KD Ege D. Co	-0.25	0.30	0.38	0.38
Ç. Boğazı Co	-0.49	0.37	0.59	0.48
ÇBMG Co	-0.55	0.37	0.88	0.79
KD Ege D. Cr	-0.31	0.38	0.41	0.45
Ç. Boğazı Cr	-0.90	0.84	0.81	0.90
ÇBMG Cr	-0.66	0.69	0.74	0.89
KD Ege D. Ni	-0.69	0.66	0.64	0.76
Ç. Boğazı Ni	-0.94	0.87	0.84	0.94
ÇBMG Ni	-0.73	0.70	0.74	0.89
KD Ege D. Pb	-0.25	0.23	0.22	0.26
Ç. Boğazı Pb	-0.70	0.76	0.36	0.69
ÇBMG Pb	-0.42	0.28	0.61	0.56
KD Ege D. Zn	-0.53	0.55	0.44	0.60
Ç. Boğazı Zn	-0.91	0.88	0.74	0.91
ÇBMG Zn	-0.56	0.52	0.76	0.80

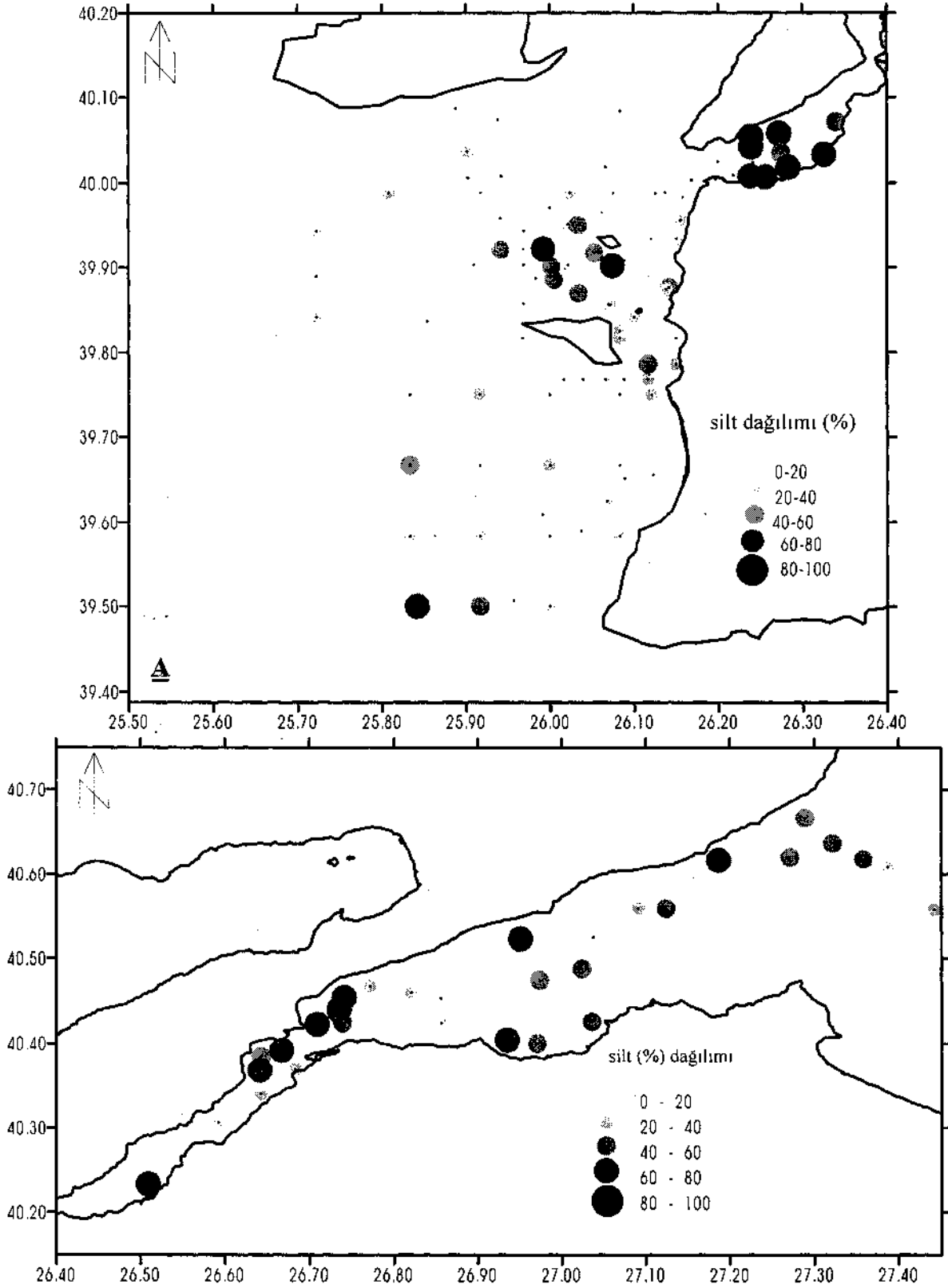
KD Ege Denizi örneklerinde (82 tane) Cu konsantrasyonları ile silt, kil ve çamur arasındaki korelasyonlarda korelasyon katsayıları (r) sırasıyla 0.41, 0.2 L 0.41 dir. Çanakkale Boğazı'nda çalışılan

23 örnekte Cu konsantrasyonları ile silt, kil ve çamur arasındaki korelasyonlarda, korelasyon katsayıları (r) sırasıyla 0.93, 0.71, 0.94 dir. Bu iki bölgede öncelikle silt tane boyuna bağlı çok kuvvetli Cu artışı (Şekil 6a) görülmektedir.

ÇBMG de Cu konsantrasyonları ile silt, kil ve çamur arasındaki korelasyonlarda korelasyon katsayıları (r) 0.59, 0.82, 0.88 dir. Özellikle kil-boyu malzemede Cu'm konsantrasyonu artmaktadır (Şekil 6b). KD Ege Denizi ve Çanakkale Boğazı çökellerinde ince tane boyuna bağlı zayıf pozitif Co artışı görülmektedir. ÇBMG de çalışılan 20 örnekte Co konsantrasyonu ince tane boyunda daha fazla artış göstermektedir (Şekil 6; Tablo 3). KD Ege Denizi örneğinde Cr konsantrasyonları ince taneli çökelerde pozitif korelasyon; Çanakkale Boğazı ve ÇBMG çökellerinde Cr konsantrasyonları ince tane boyuna bağlı kuvvetli Cr artışı sergiler. (Şekil 6; Tablo 3).

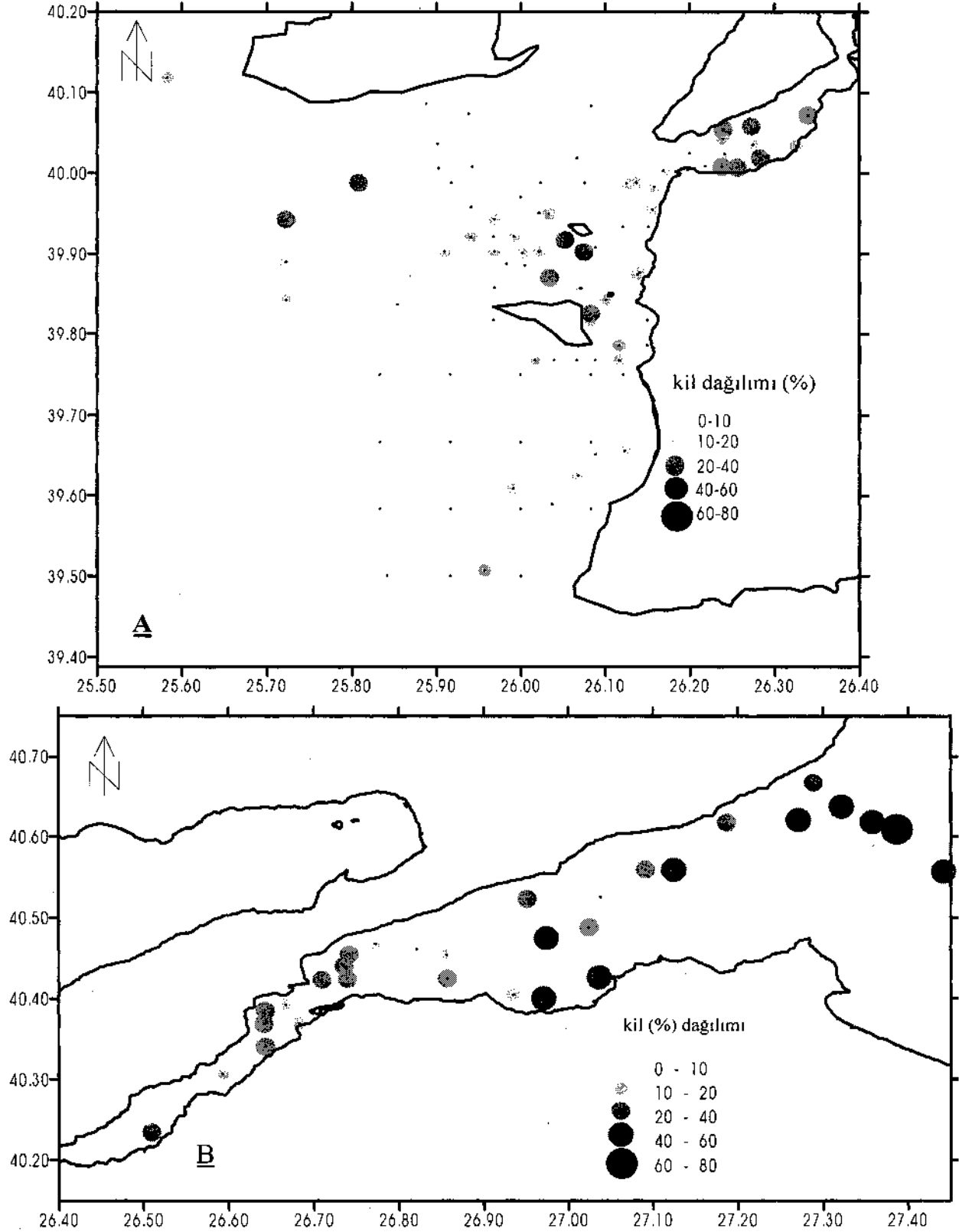
KD Ege Denizi örnekleri Ni konsantrasyonları ince taneli çökelerde pozitif korelasyon vardır. Çanakkale Boğazı örneklerinde Ni konsantrasyonları ile silt, kil ve çamur arasındaki korelasyonlarda korelasyon katsayıları (r) sırasıyla 0.87, 84, 0.94 dir. ÇBMG nden alınan 20 örnekte Ni konsantrasyonu ile silt, kil ve çamur arasındaki korelasyonlarda korelasyon katsayıları (r) sırasıyla 0.70, 0.74, 0.89 dur. İnce tane boyuna bağlı kuvvetli Ni artışı görülmektedir. KD Ege Denizi ve Çanakkale Boğazı Pb konsantrasyonları özellikle silt ve çamur tane boyuna bağlı kuvvetli Pb artışı görülmektedir. ÇBMG örneklerinde Pb konsantrasyonu ince tane boyuna bağlı artış sergilemektedir.

KD Ege çökellerinde Zn konsantrasyonu ile silt, kil ve çamur arasındaki korelasyonlarda korelasyon katsayıları (r) sırasıyla 0.55, 0.44, 0.60 dir. Çanakkale Boğazı örneklerinde ise sırasıyla 0.88, 0.74, 0.91 dir. Her iki bölgede silt tane boyu kile göre daha fazla korelasyon katsayısı vermektedir. ÇBMG örneklerinde Zn konsantrasyonu ile silt, kil ve çamur arasındaki korelasyonlarda korelasyon katsayıları (r) sırasıyla 0.52, 0.76, 0.80 dur. Kil tane boyu şilte oranla daha kuvvetli Zn artışı görülmektedir (Şekil 6b).



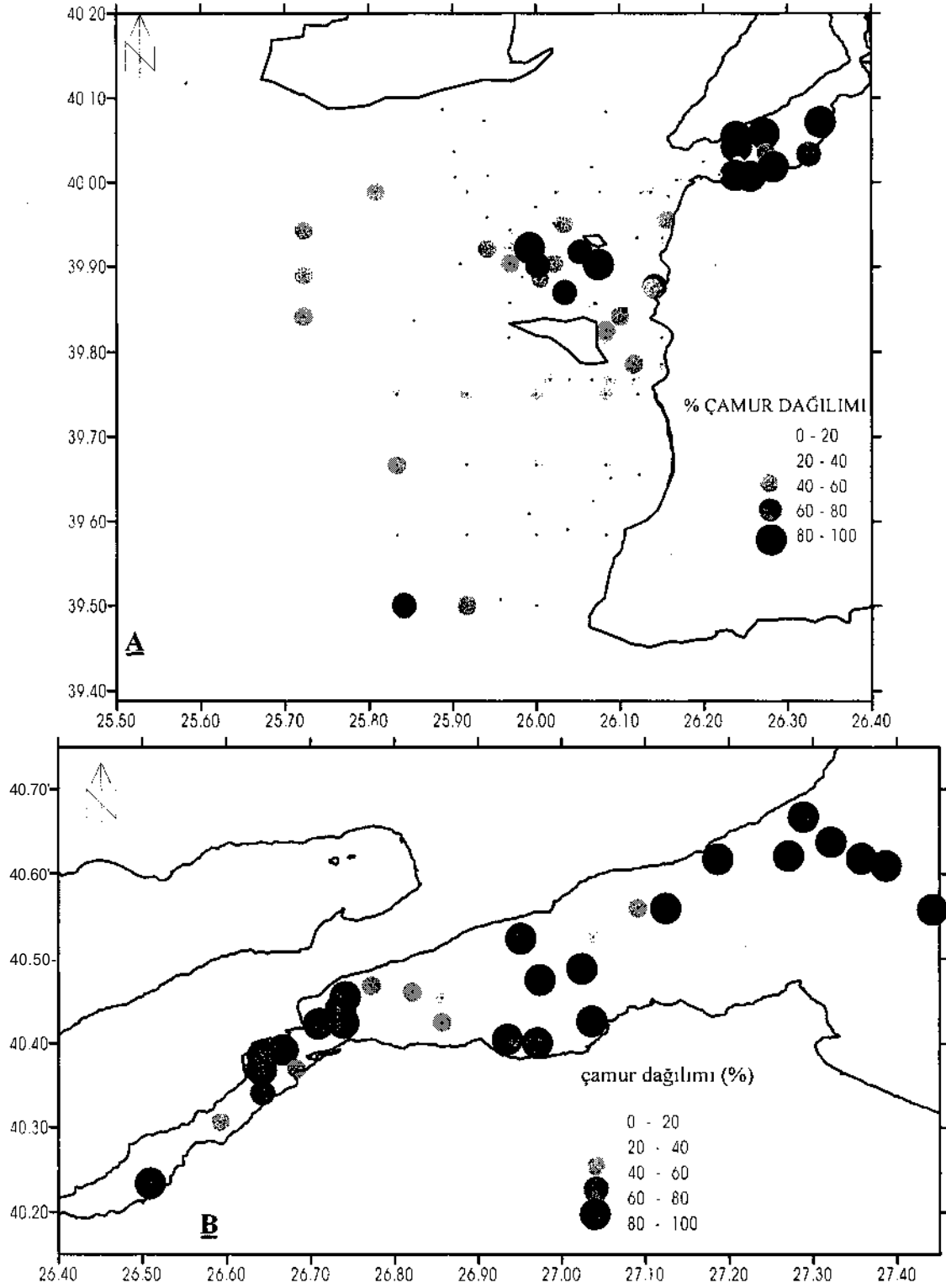
Şekil 6a. Üç bölgenin silt tane boyuna bağlı metal dağılımı

Figure 6a. Relationship between silt grain size and metal contents of the studied sediments



Şekil 6b. Üç bölgenin kil tane boyuna bağlı metal dağılımı

Figure 6b. Relationship between clay grain size and metal contents of the studied sediments



Şekil 6c. Üç bölgenin çamur tane boyuna bağlı metal dağılımı

Figure 6c. Relationship between mud grain size and metal contents of the studied sediments

SONUÇLAR

KD *Egö-i* Denizi örnekleri çoğunlukla çakıllı kum, Çanakkale Boğazı örnekleri kumlu silt, ÇBMG örnekleri ise siltli kil tane boyu dağılımı sergilemektedir. Çalışılan çökellerde yüksek demir değerleri karasal nehir kaynaklıdır. Büyük ölçüde kolloidal Fe oksihidroksitler olarak taşınan demir, tuzlu deniz suyu ortamında kolloidlerin floküle olması ile çökeler. Optik mikroskop çalışmasında nehir ağızına yakın istasyonlarda bol demir oksit çökelimleri bulunmuştur. En yüksek Mn (>580 ppm) içeren 6 istasyon Çanakkale Boğazı'nın Ege Denizi açıldığı bir alanda, Karamenderes Nehri'nin denize boşaldığı yerdir. Diğer metallerde olduğu gibi Çanakkale Boğazı ve ÇBMG yüzey çökellerinde Cu, Co, Cr ve Ni değerleri daha yüksektir. Çalışma alanında özellikle Biga Yarımadası'nda yer alan Karakaya Karmaşığı'na ve Çanakkale Boğazı ve doğusundaki Intra-Pontid kenet zonuna ait mafik-ultramafik kayaların dere-çay taşınimleri ile örneklerdeki bu elementlerin konsantrasyonlarını yükseltmesi olasıdır. En yüksek Pb KD Ege Denizi'nde ölçülmesine rağmen Çanakkale Boğazı ve ÇBMG örneklerinin ortalamaları daha yüksektir. KD Ege Denizi'nde kıyıya yakın örneklerdeki yüksek Pb konsantrasyonları karasal kaynaklı olup nehir girdileridir (Yücesoy-Eryılmaz, 1998).

Çalışılan her üç bölgede metal konsantrasyonları genel olarak ince tane boyuna bağlı artış göstermektedir. Ancak özellikle KD Ege Denizi örneklerinin bazılarında tane boyu değerlerinden çok, kıyıya yakın istasyonlar olması, nehir ağızlarına yakın, karasal girdiden etkilenen konumda bulunması nedeni ile oldukça yüksek metal konsantrasyonları göstermişlerdir ama bu genel dağılımı etkilemeyen oranda kalmıştır. Çanakkale Boğazı Marmara Denizi Girişinden alınan örneklerde metal ortalaması diğer iki bölgeye göre daha yüksektir. Marmara Denizi'nin metal yükünün kara jeolojisi kaynaklı olması yanı sıra Karadeniz girdisi, evsel atıklar ve sanayi atıkları (tersaneler, gemi taşımacılığı, çeşitli fabrika atıklarının doğrudan denize veya nehirler aracılığı ile denize ulaşması vb.) etkisi ile arttığı bilinmektedir (Bodur, 1991, Balkıs, 1997, Bodur ve Ergin, 1994, Shimkus vd., 1994). Ancak Marmara

Denizi'nden etkilenen bu bölgede metal ortalamasının yüksek olmasındaki en önemli etkenlerden biri daha fazla çamur yüzdesine sahip olması ve metalleⁿ bu tane boyunda yoğunlaşmasıdır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma İstanbul Üniversitesi Araştırma Fonu'nca desteklenmiştir. Örneklerin bazıları TÜBİTAK YDABCAG-156 projesi çerçevesinde alınmıştır. Çökel örneklerini alan SHOD "Çubuklu" Gemisi, İÜ "Arar" Gemisi ve MTA "Sismik-1" Gemisi personeli ve bilim ekibine, bilimsel katkılarından dolayı Prof. Dr. Namık Çağatay'a teşekkür ederiz.

EXTENDED SUMMARY

The sediments are composed of a wide range of grain size, from mud to sandy gravel, represented by the varying proportions of the terrigenous and biogenic admixtures in response to various geologic, biologic, chemical and topographic-hydrodynamic conditions. Surface samples were taken from three adjacent different areas. The water depth for the 82 NE Aegean Sea surface samples ranges between 7 and 290 m. Two-layer flow through the Çanakkale (Dardanelles) Strait affect the biologic and oceanographic conditions of the study area. A total of 23 surface sediments were taken from the Çanakkale (Dardanelles) Strait and 20 sediment samples from the Dardanelles-Sea of Marmara Junction (DSMJ). NE Aegean Sea samples consist of gravel and sand, Çanakkale (Dardanelles) Strait surface samples sand and silt and DSMJ samples silt and clay size materials.

The heavy metal concentrations largely indicate the influences from the naturally-occurring, geological sources, delivered via river runoff. Particular geological sources of high metal concentrations on land are the mafic and ultramafic rock units of the Karakaya and Intra-Pontid Complexes (for Cr, Ni, Co and Cu) and Pb-Zn ore bodies of the Biga Peninsula. In addition heavy metals find mostly in the fine grain size sediment. Also some coarse sediment samples have high amount heavy metals

in the studding regions because of the anthropogenic and industrial activities.

The highest mean metal value was calculated in the Dardanelles (Çanakkale) Strait Marmara Junction (DSMJ) sediment. In the Çanakkale (Dardanelles) Strait sediments some heavy metals concentrations reach same data with DSMJ. Outside Pb all heavy metals show positive correlation with mud in the DSMJ. Heavy metals-mud correlation show positive correlation in the Dardanelles Strait. But, other parameters for example antropogenic and land-particulate effect to deposition of heavy metal in the Çanakkale Strait sediment. In the NE Aegean Sea sediment Ni, Cr, Zn, show high correlation coefficient with mud according to Pb, Mn, Fe, Co, Cu. General distribution of Pb, Mn, Co, and Fe depend on different parameters besides mud size. Cu, Cr, Zn, Ni have high correlation with mud in the studying areas.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aksu, A.E. and Piper, D.J.W., 1983. Progradation of the Late Quaternary Gediz Delta, Turkey. *Marine Geology*, 54, 1-25.
- Aksu, A.E., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M. and Piper, D.J.W., 1990. Quaternary tectonic and sedimentary history of eastern Aegean Sea shelf area. *Jeofizik*, 4, 3-35.
- Aksu, A.E., Yaşar, D., Mudie, P.J. and Gillespie, H., 1995a. Late Glacial-Holocene paleoclimatic and paleoceanographic evolution of the Aegean Sea: micro paleontological and stable isotopic evidence. *Marine Micropaleontology*, 25, 1-28.
- Aksu, A.E., Yaşar, D. ve Mudie, P.J., 1995b. Origin of late glacial-Holocene hemipelagic sediments in the Aegean Sea: clay mineralogy and carbonate cementation. *Marine Geology*, 123, 33-59.
- Balkis, N., 1997. Erdek Körfezi sedimentlerinin jeokimyası. İÜ Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü., İstanbul, Doktora Tezi, 209 s (yayınlanmamış).
- Bodur, M.N. and Ergin, M., 1994. Geochemical characteristic of the recent sediments from the Sea of Marmara. *Chemical Geology*, 114,73-101.
- Cramp, A., Collins, M. and West, R., 1988. Late Pleistocene-Holocene sedimentation in the NW Aegean Sea: A palaeoclimatic palaeoceanographic reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68, 61-77.
- Çağatay, N., Görür, N., Alpar, B., Saatçılar, R., Akkök, R., Sakmç, Yüce, H., M.,
- Yaltırak, C. ve Kuşçu, İ., 1998. Geological evolution of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea. *Geo-Marine Letters*, 18, 1-9.
- EİE, 1993. Türkiye akarsularında sediment gözlemleri ve sediment taşınım miktarları, Elektrik İşleri Etüd İdaresi Gen. Müd. yayınları, Ankara
- Ergin, M., Bodur, M.N. and Ediger, V., 1991. Distribution of surficial sediments in the northeastern and southwestern parts of the Sea of Marmara: Strait and canyon regimes of the Dardanelles and Bosphorus. *Marine Geology*, 96, 313-340.
- Ergin, M. Bodur, M.N., Ediger, V., Yemenicioğlu, S., Okyar, M. and Kubilay, N.N., 1993. Sources and dispersal of heavy metals in surface sediments along the eastern Aegean Shelf. *Boll. Ocean. Teor. Appl.*, 11 (1) 27-44.
- Ergin, M., Kazancı, N., Varol, B., İleri, Ö., Karadenizli, L., Taner, G., Işık, U., Kurtel, A., Altıok, H., Okuş, E., Yüksel, A., Uysal, A., Aşar, N., Bayhan, E. ve Temel, A., 1997a.

- Kuzeydoğu Ege: Denizilini Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale üçgeninde kalan kıta sahanlığındaki geç Kuvaterner tortullarının ve deniz tabanı mikrotopografyasının araştırılması. Proje no: YDABÇAG-156. TÜBİTAK, 168 s.
- Ergin, M., Kazancı, N., Varol, B., İleri, Ö. and Karadenizli, L., 1997b. Sea-level changes and related depositional environments on the southern Marmara Shelf. *Marine Geology*, 140, 391-403.
- Ergin, M., Kapur, S., Karakaş, Z., Akça, E. ve Kangal, Ö., 1998. Güney Marmara kıta sahanlıkları sediment karotlarının kill mineralojisi: iklimsel, kaynak ve hidrodinamik değişimlerin etkileri. *Deniz Jeolojisi, Türkiye Deniz Araştırmaları Workshop IV*, 14-15 Mayıs, İstanbul Üniv. Den. Bil. ve İşl. Enst., 28-30.
- Ergin, M. ve Yemenicioğlu, S., 1997. Geologic assessment of environmental impact in bottom sediments of the eastern Aegean Sea. *Intern. J. Environmental Studies*, 51, 323-334.
- Erol, O., 1976. Shoreline changes on the Anatolian coasts. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2, 459-467.
- Erol, O., 1983. Historical changes on the coastline of Turkey. In: *Coastal problems in the Mediterranean Sea*. Bird, E.C.F. and Fabbri, P. (eds.). Int. Geogr. Union. Comm. on the Coastal Environment, Bologna.
- Erol, O., 1987. Çanakkale yöresinde Kuvaterner kıyı oynamaları, Ankara Üniv. Dil Tarih ve Coğr. Fak. yayını, 179-187.
- Erol, O., 1990. Impacts of sea level rise on Turkey. In: *Changing climate and the coast. Report of the intergovernmental panel on climate change from the Miami conference on Adaptation responses to sea level rise and other impacts of global climate change*, Titus, J.G. (ed.) 2. 183-200.
- Folk, L., 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publ. Co., Austin, Texas, 182 s.
- Kraft, J.C., Kayan, İ. and Erol, O., 1980. Geographic reconstructions in the environs of ancient Troy. *Science*, 209, 776-782.
- Kraft, J.C., Bellknapp, D.F. and Kayan, İ., 1983. Potentials of discovery of human occupation sites on the continental shelves and nearshore coastal zone. In: *Quaternary Coastlines*, Academic Press, London, 87-120.
- Krauskopf, K.B., 1985. *Introduction to Geochemistry*, 2nd edition. McGraw-Hill, 617 s.
- Lewis, D.W., 1984. *Practical Sedimentology*. Hutchinson Ross, Pennsylvania, 229 s.
- Loring, D.H., 1987. Reliability of trace metal analyses of marine sediments. Am. ICES interaction study (I/TM/MS)- In: Lindberg, S.E. and Hutchinson, T.C. (eds). *Heavy metals in the environment*, 1, 352-356.
- Loring, D.H. and Rantala, R.T.T., 1988. An Intercalibration Exercise for Trace Metals in Marine Sediments. *Marine Chemistry*, 24, 13-28.
- Piper, D.J.W. and Perissoratis, C., 1991. Late Quaternary sedimentation on the North Aegean Continental Margin, Greece. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 75 (1) 46-61.
- San, E., 1997. Saros Körfezi'nin geç Kuvaterner çökellerinin jeokimyasal ve sedimentolojik özellikleri. *İÜ Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Ens. İstanbul, Yüksek Lisans Tezi*. 101 s (yayınlanmamış).
- Shaw, H.F. and Bush, P.R., 1978. The mineralogy and geochemistry of the recent surface sediments of the Cilician Basin, NE

Mediterranean. *Marine Geology*, 27, 115-136

Shimkus, K.S., Öztürk, B. and Yesin, V. NL, 1992. Oil Products in Recent bottom deposits of the Sea of Marmara, Current State of the Marmara Sea Ecosystem and Antropogenic Impact, University of Istanbul. Faculty of Fisheries Beykoz-Istanbul, 98-101

JNEP/IAEA., 1986. Determination of total iron in marine sediments in flame atomic absorption spectrophotometry. Reference methods for marine pollution studies. No. 37-39.

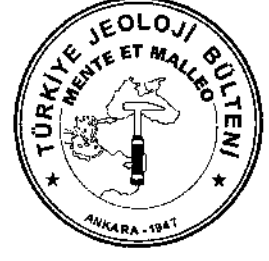
Voutsinou-Taliadouri, F. and Satsmadjis, J., 1982. Concentration of some heavy metals in east Aegean sediments. *Rev. Int. Oceanogr. Med.*, 66/67, 71-76.

Voutsinou-Taliadouri, F. and Varnakas, S.P., 1993. Geochemical study of sediments from northern EubGekos Bay, Greece, with regard to the presence of submarine mineral deposits. *Marine Geology*, 110, 93-114.

Yücesoy, F. and Ergin, M., 1992. Heavy-metal geochemistry of surface sediments from the southern Black Sea shelf and upper slope. *Chemical Geology*, 99, 265-287.

Yücesoy-Eryılmaz, F., 1998. Kuzeydoğu Ege Denizi ve Çanakkale Boğazı Geç Kuvaterner çökellerinin sedimantolojisi ve jeokimyası. İstanbul Ü. Deniz

Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü., İstanbul, Doktora Tezi, 212 s (yayınlanmamış).



Jeokimyasal Karakterizasyon Çalışmalarında Faktör Analizi Yönteminin Kullanımı:

Çelebi /Granitoyidi ve Karamadaı Graniti

Factor/Anily sis Method in Geochemical Characterization Study:

Çelebi Granitoide and Karamadaı Granite

İlkay KUŞÇU

Gonça GENÇALİOĞLU KUŞÇU

Cem SARAÇ

Lawrence D. MEINERT

Niğde Üniversitesi, Aksaray Müh. Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü, 68100 Aksaray
E-posta: gikuscu@ixir.com

Niğde Üniversitesi. Müh. Mimarlık Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü,
51100 Niğde

Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü,
• 06532 Beytepe Ankara

Washington State University, Department of Geology, Pullman
Washington, ABD

Öz

Ana bileşen analiz yöntemlerinden "faktör analizi yöntemi" bu çalışmada Karamadaı ve Çelebi granitoidlerinden elde edilen jeokimyasal analiz sonuçlarının değerlendirilmesinde kullanılmıştır. Buna göre. Karamadaı Graniti'nin jeokimyasal davranışını kontrol eden faktörler $TiO_2+MnO+ZrSiO_2$ ve $CaO+Na_2O+Sr/Rb+Ba+K_2O$ olarak, Çelebi Granitoyidi'nin jeokimyasal davranışını kontrol eden faktörler ise $(FeO_{(r)}+CaO+MgO+Y)/(K_2d+Rb)$ ve $(Na_2O+Ba+Al_2O_3)/(SiO_2)$ olarak bulunmuştur. Bu faktörlerin esas alındığı Harker tipi diyagramlarda iki bölgedeki granitoidlerin de bu çalışmada kısır olarak adlandırılan granitoidlerden belirgin şekilde ayrıldığı gözlenmiştir. Yozgat batoliti, Terlemez kuvarsmonzoniti, Kerkenez graniti, Ekecikdağ kuvarsmonzoniti ve Ağaçören intrüzif takımı gibi Orta Anadolu Granitoidleri Çelebi Granitoyidi'ne göre daha yüksek silika değerleriyle ve kısmen yüksek toplam alkali değerleriyle farklılaşmaktadır. Bu granitoidlerin magmatik farklılaşma gösterdikleri ve üretken plütonların kısır olanlara göre daha az farklılaşmaya uğradıkları öne sürülmektedir. Çelebi Granitoidinin apatit ve zirkon açısından kısır granitoidlere göre daha zengin bileşimde olması Çelebi Granitoidi'nin kısır granitoidlere göre daha fazla I-tipi karakterinde olduğunu göstermektedir. Karamadaı Graniti, Yozgat batoliti, Terlemez kuvarsmonzoniti, Ekecikdağ kuvarsmonzoniti ve Ağaçören intrüzif takımı gibi Orta Anadolu Granitoidleri arasında en düşük ortalama Rb, Ba ve Th değerleri ve en yüksek ortalama Sc ve V, ve ortalama Zr, Y ve Ni değerleriyle diğerlerine kıyasla kıtasal kabuktan en az malzeme almış granitoidler olarak göze çarpar. Faktör analizlerinden elde edilen faktörlere göre, Karamadaı Graniti'nin Terlemez ve Ağaçören granitoidleriyle benzer özellikler sunduğu, ve diğerlerinden belirgin bir şekilde ayrıldığı gözlenmektedir.

Anahtar Kelimeler: Faktör Analizi, Çelebi Granitoyidi, Karamadaı Graniti, Jeokimyasal karakterizasyon

Abstract

The principal component analysis, one of the methods in factor analyses was used to evaluate the geochemical composition of Karamadazi and Çelebi granitoids. Based on this method, the factors controlling the geochemical characteristics of the Karamadazi Granite are $TiO_2+MnO+Zr/SiO_2$ and $CaO+Na_2O+Sr/Rb+Ba+K_2O$ ratios, and for the Çelebi Granitoids the $(FeO_{(T)}+CaO+MgO+Y)/(K_2O+Rb)$ and $(Na_2O+Ba+Al_2O_3)/(SiO_2)$ ratios. These two granitoids are clearly distinguished from the sterile/non-productive Central Anatolian Granitoids (CAG) on Harker diagrams based on these controlling factors, (parameters). CAG plutons such as Yozgat batholith, Terlemez quartzmonzonite, Kerkenez granite, Ekecikdağ quartzmonzonite ve Ağaçören intrusive suite are different from the productive Çelebi Granitoids in their higher silica content and generally higher total alkali values. This study suggests that fertile (iron producing) plutons are less differentiated and have very little contribution from continental crust compared to the sterile (non-productive) plutons. Higher apatite and zircon abundances in the Çelebi Granitoid suggest that the Çelebi Granitoid have more I-type characteristics compared to non-productive plutons of CAG. The Karamadazi Granite is the most striking example for the granitoids in CAG plutons above having the least contribution from the continental crust, evidenced by the lowest mean Rb, Ba, Th, the highest mean Sc, V, and mean Zr, Y, Ni contents. Based on the factor analysis, it is proposed that the Karamadazi Granite display geochemical characteristics similar to the Terlemez and Ağaçören granitoids of CAG.

Key Words: Factor Analysis, Çelebi Granitoide, Karamadazi Granite, Geochemical characterization

GİRİŞ

Plütonların tüm kayaç bileşimi ve bu plütonlarla birlikte bulunan skarnlar arasında çok kuvvetli korelasyonlar vardır. Plüton bileşimi ve skarn tipi arasındaki korelasyonun var olduğuna dair gerçek, magmatik olaylar ve cevherleşme arasındaki kökensel ilişkinin de varlığına dair kuvvetli kanıtlar sağlamaktadır. Plüton bileşimi ve skarnlaşma arasındaki ilişkiyi ortaya koyan teorinin arkasında, magmatik petrojenezin bir fonksiyonu olarak skarnın metal içeriğini ve büyüklüğünü esas alan farklılıklar yatmaktadır. Bir sınıf olarak skarnlar, magmatik sistemlerin yerleşme, kristallenme ve hidrotermal alterasyonuyla doğrudan ilişkili cevher yataklarının en belirgin örnekleri olduğu için, bu yatakları hedef alan herhangi bir arama programında skarnların petrojenezini ve tektonik ortamlarının rolü önemli yer tutmaktadır. Bu nedenle günümüz skarn çalışmaları, skarnlarla ilişkili (skarnlaşmaya sebep olan) plütonları incelemekte ve skarnlar ile bu plütonlar arasındaki jenetik ilişkiyi araştırmaya ve belirlemeye yönelik çalışmalar yapmaktadır.

Plüton bileşimi ve skarn türü arasındaki ilişkiler 1970'den bu yana Zharikov'un (1970)'de yaptığı

çalışma ile başlar ve günümüze değin Shimazaki (1980), Meinert (1983), Newberry (1987), Keith ve diğerleri (1989), Meinert (1993), Ray ve diğerleri (1995), Meinert (1995), ve Kuşçu ve diğ. (2000a)'nın çalışmalarıyla devam etmektedir. Skarn yataklarının yaygın olarak bulunduğu Orta Anadolu'da değişik skarn türü aynı yaş konağına sahip, jeokimyasal olarak birbirinin benzeri plütonlarla birlikte bulunmasına rağmen, neden aynı bileşime sahip iki ya da daha fazla magmatik kayacda farklı tipte skarn cevherleşmelerinin bulunduğu sorusu sorulmamış ve yanıtlandırılmamıştır. Orta Anadolu bölgesinde yer alan Akdağmadeni, Akçakışla, Keskin, Karamadazi (Yahyalı) ve Çelebi bölgeleri, içerdikleri skarn yatakları ve değişik bileşimlerdeki plütonik kayaların birlikte bulunduğu maden provenşeri (bölgeleri)'dir (Kuşçu ve Erler, 1999). Bu bölgelerde skarnlar içerdikleri metallerin cinsine göre kurşun-çinko (Pb-Zn; Akdağmadeni, Akçakışla, Keskin), demir-selit (Fe-W; Karamadazi, Çelebi, Akdağmadeni) olarak verilebilirler.

Orta Anadolu bölgesinde yer alan plütonlar genellikle çarpışma sonrası granitoidler sınıfına girer-

mekte olup, bunlarla kökensel birliktelikleri olan skarn yatakları da bazı farklılıklar sunmakta veya bazı plütonlar skarnlaşmaya sebep olabiliyorken, bazıları da kısır. Bu incelemede skarnlaşmaya neden olan plütonlara "üretken" (productive), cevherleşme ile ilgisi olmayan / cevherleşme üretmeyen plütonlarda da "kısır" (non-productive) terimleri kullanılmıştır. Günümüzde, skarn oluşturan ve oluşturamayan plütonların sınıflanması detaylı bir şekilde yapılmadığı gibi, demir üreten plütonların diğerlerinden farkı çalışılmamıştır. Dolayısıyla bu çalışmada ele alınan konu demir skarnlarıyla birlikte bulunan plütonların jeokimyasal özelliklerinin ortaya konması ve demir üreten iki granitoid külesini diğer Orta Anadolu Granitoidlerinden ayıran özellikleri ortaya koymaktır. Bu amaçla hem demir skarnları ile birlikte bulunan Çelebi Granitoidi ve Karamadazı Graniti, hem de Orta Anadolu'da skarnlaşma ile ilişkisi olmayan bazı granitoidler karşılaştırılarak çeşitli korelasyonlar elde edilmiştir. Karşılaştırma ve korelasyonlar çalışmaya konu olan demir skarnlarıyla ilişkili granitoidlerin jeokimyasal özelliklerinin ortaya konulabilmesine yönelik olduğu için, istatistik yöntemlerinden olan çoklu analiz yöntemine başvurulmuştur.

Bu çalışma, skarnlarla birlikte bulunan granitoidlerin jeokimyasal bileşimi, skarnların metal içeriği ve jeokimyasal kompozisyonu arasında ilişkiler kurulmasına, daha önemlisi skarnlaşmaya sebep olan üretken plütonların jeokimyasal karakteristiklerini ortaya konulmasına, ve üretken/üretken olmayan plütonlarla veya cevherleşen/cevherleşemeyen hidrotermal sistemler arasındaki farklılıkları saptanmasına yönelik çalışmalara ön ayak olacaktır.

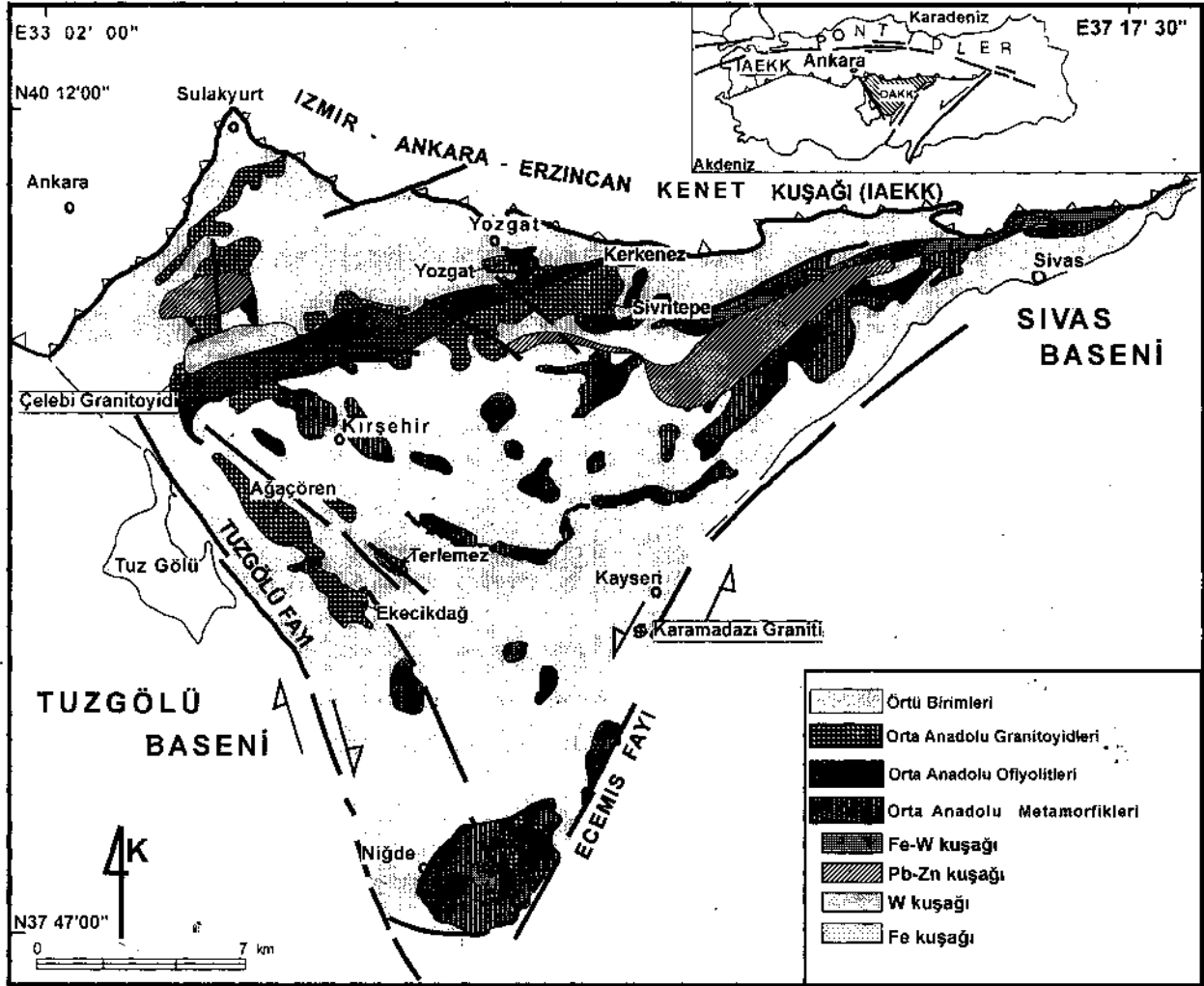
ÇALIŞMA BÖLGESİNİN JEOLJİSİ

İncelenen granitoidler, Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı (OAKK) (Göncüoğlu ve diğ., 1991) içinde tanımlanan Fe-W skarn kuşakları ve Fe-W maden provensleri içinde yer alır (Kuşçu ve Erler, 1999). Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı yaklaşık üçgen biçimli bir alanda yüzeyleyen metamorfik, ofiyolitik ve plütonik kayalar topluluğudur. Çelebi bölgesi OAKK'nin KB kesiminde Orta Anadolu

Granitoidleri ailesinden olan Çelebi Granitoidi (Bayhan, 1984; 1986) ile Orta Anadolu Metamorfiklerine ait Gümüşler Metamorfikleri'nin (Göncüoğlu ve diğ., 1993) yüzeylendiği bölge içinde yer alır (Şekil 1). Granitoidler, Çelebi Sokulumuna (Bayhan, 1986) ait granodiyorit, kuvars monzonit, kuvars monzodiyorit ve Karamadazı Granite bağlı granit, kuvars diyorit ve granodiyorit bileşimindedir. Granitoidi oluşturan magmanın kıtasal kabuk ve mantonun kısmi ergimesiyle oluştuğu öne sürülmektedir (Bayhan, 1986). Granitoidlerin sokulum yaptığı metamorfik kayalar ise genellikle gnays, şist ve mermerler ile temsil edilir. Mermerler gnays ve şistler arasında yer yer bant veya merccek olarak ya da kalın mermer kütleleri olarak gözlenir. Bölgedeki skarnlar özellikle bu mermerler ile Çelebi Granitoidi dokanakları boyunca veya mermerler içinde gelişmiş zayıf tektonik hatlar boyunca gözlenmektedir.

Orta Anadolu bölgesinde gözlenen skarn yatakları OAKK'nin kapladığı alan içinde, metamorfikler ve plütonik kayaların yüzeylediği her alanda gözlenen en belirgin gruptur. Skarnlar OAKK içinde kalsiyumlu ekzoskarn yataklar sınıfına girerler ve içerdikleri metal element türüne göre Fe-skarn, W-skarn, ve Pb-Zn-skarn yatakları olarak sınıflandırılırlar (Kuşçu, 1997; Kuşçu ve Erler, 1999). Fe-skarn yatakları, tüm yataklar içinde bölgede dağılımı en fazla olanları ve en çok işletilenleridir. Fe-skarn yatakları küçük izole granitoid yüzleklerinin aksine, genellikle batolitik kütlelerin mermerlerle yaptığı dokanaklar boyunca ve plütonik kayalara daha yakın kısımlarında gelişen proksimal skarn yataklarıdır.

Karamadazı Graniti ve Çelebi Granitoidi subalkali ve kalkalkalen karakterli olup, kalsik-kalkalkalik olarak sınıflandırılmaktadır (Kuşçu ve diğ., 2000a). Karamadazı Graniti kuvars diyorit (granodiyorit), diyorit, kuvars monzonit ve granit olarak; Çelebi Granitoidi ise granit, granodiyorit, kuvars monzonit, kuvars monzodiyorit ve monzodiyorit olarak sınıflandırılmaktadır. Her iki bölgedeki granitoidlerin metalüminli karakterli olduğu ancak, çok az da olsa peralüminli özelliklerin de bulunduğu gözlenmekte ve I-tipi granitler



Şekil 1. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığının basitleştirilmiş jeolojik haritası
Figure 1. Simplified geological map of the Central Anatolian Crystalline Complex

sınıfına girmektedir. Karamadazı Graniti ve Çelebi Granitoyidi jeokimyasal farklılıklar sunmaktadırlar, özellikle FeO(T), MnO ve Na₂O açısından bu fark oldukça belirgindir (Kuşçu ve diğ., 2000a).

ÇELEBİ GRANİTOYİDİ'NİN JEOKİMYASAL KARAKTERİZASYONU

Çelebi Granitoyidi'ne ait jeokimyasal verilerin ana bileşen ve faktör analizi gibi çok değişkenli analiz yöntemleriyle değerlendirilmesi, Çelebi Granitoyidi'nde skarnlaşmada etkili olan ya da bu bölgedeki plütonlara özgü jeokimyasal bir ya da daha fazla verinin birbirleriyle olan bağlantısını ya da skarnlaşmada etkili olan faktör ya da faktörlerin tespitini sağlamaktadır. Bu sayede Çelebi Granito-

yidi'ne ait verilerin (değişkenlerin) bağımlılık yapısı ortaya konabilmektedir.

Çelebi Granitoyidi'ne ait 15 değişkenin (majör oksitler ve Rb, Sr, Zr, Y elementleri) korelasyon katsayıları ve matrisine göre hesaplanmış olan özdeğerler ve özdeğerlere düşen varyans yüzdeleri ve kümülatif varyanslar Çizelge 1'de verilmektedir. Çizelge 1'deki verilerden, ilk 3 faktöre ait toplam varyansın yaklaşık %81'ini temsil ettiği gözlenmektedir. Geriye kalan %19'luk varyans 4. faktöre veya ele alınmayan diğer faktörlere dağılmış durumdadır. Dolayısıyla ilk 3 özdeğere göre faktörlerin değerlendirilmesi toplam varyansın dikkate alınmış olması için yeterli görünmektedir ve teorik olarak %75'lik bir toplam varyansın tüm matrisi

temsil edebileceği de göz önüne alınırsa, 3. faktörün sağladığı toplam varyansın değişkenler arası ilişkileri temsil edebileceği kabul edilebilir. Bir başka deyişle Çelebi Granitoyidi'nin jeokimyasal özelliklerini 3 ana faktör kontrol etmektedir ve bu

faktörler faktör yüklerinin incelenmesiyle ortaya çıkacaktır. Bu faktörlere ait komunalitelerin kullanılmasıyla elde edilen faktör yükleri de Çizelge 1'de verilmektedir.

Çizelge 1. Çelebi Granitoyidi'ne ait korelasyon katsayıları matrisi özdeğerleri ve toplam katsayıları
Table I. Eigenvalues and eigenvectors of covariance matrix of the Çelebi Granitoid

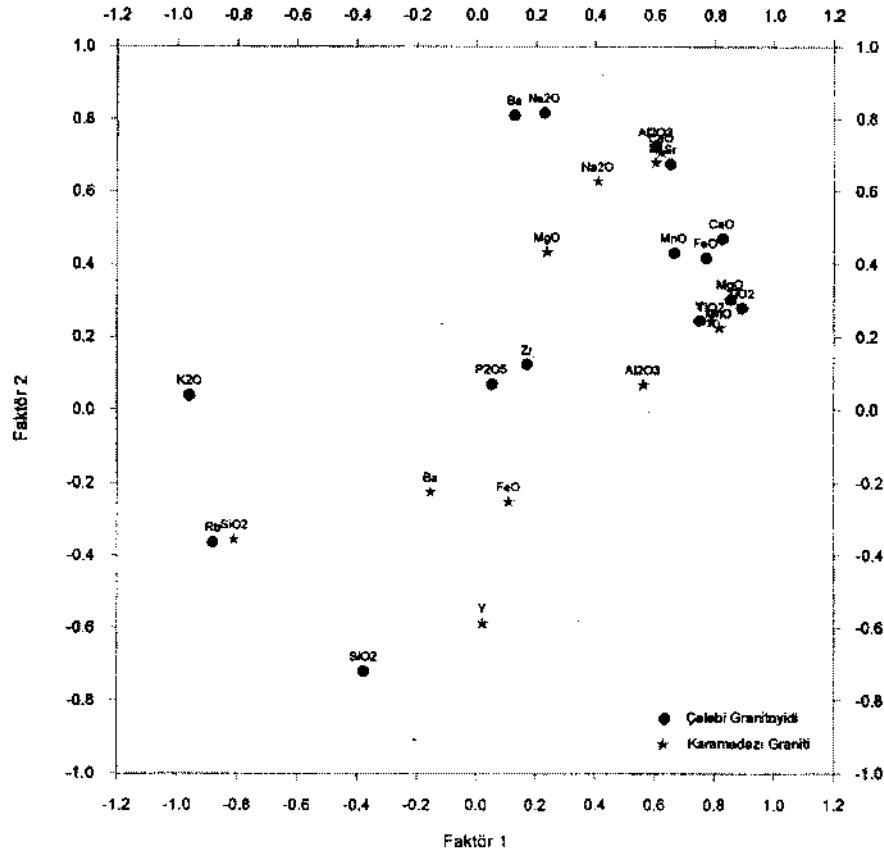
Faktör	Özdeğer	Toplam Varyans (%)	Kümülatif Özdeğer	Küm. Toplam Varyans (%)
1	9,42603	62,84018	9,426026	62,84018
2	1,507330	10,04886	10,93336	72,88904
3	1,239830	8,26553	12,17319	81,15457
4	1,024440	6,82960	13,19763	87,98417

Faktör yükleri (döndürmesiz)				
	Faktör 1	Faktör 2	Faktör 3	Faktör 4
SiO ₂	-0,612513	0,156815	0,574877	0,285239
Al ₂ O ₃	0,929081	-0,214632	-0,147529	0,136192
TiO ₂	0,934828	0,234287	0,139922	0,008374
FeO	0,950700	0,017319	0,181375	0,154332
MnO	0,895141	-0,088655	0,241648	0,205161
CaO	0,960949	0,103993	-0,040675	0,101627
MgO	0,841781	0,313233	-0,133883	0,138405
K ₂ O	-0,728772	-0,624063	-0,014703	0,122777
Na ₂ O	0,689170	-0,527121	-0,162551	-0,291862
Ba	0,602404	-0,561964	-0,205896	0,276692
P ₂ O ₅	0,204660	-0,226659	0,423242	-0,720339
Rb	-0,924601	-0,241111	0,052300	0,088056
Sr	0,952113	-0,172938	-0,081108	-0,011287
Zr	0,436070	-0,323426	0,699307	0,201301
Y	0,783727	0,193798	0,103074	-0,291477

Faktör yükleri (varimax döndürmeli)				
	Faktör 1	Faktör 2	Faktör 3	Faktör 4
SiO ₂	-0,377443	-0,718818	0,370400	0,123487
Al ₂ O ₃	0,601495	0,723318	0,249904	0,046191
TiO ₂	0,889404	0,280718	0,261615	-0,100791
FeO	0,769682	0,417849	0,439492	-0,026158
MnO	0,662514	0,431369	0,533221	-0,017153
CaO	0,823872	0,470336	0,213305	0,027219
MgO	0,852273	0,305573	0,052198	0,146020
K ₂ O	-0,959665	0,039096	0,084194	0,079254
Na ₂ O	0,227678	0,818530	0,101857	-0,363613
Ba	0,127351	0,811491	0,308507	0,166533
P ₂ O ₅	0,050439	0,070916	0,147789	-0,872850
Rb	-0,880607	-0,363146	-0,063034	0,110430
Sr	0,649527	0,676543	0,228228	-0,106995
Zr	0,170479	0,124247	0,861641	-0,193358
Y	0,748230	0,246328	0,077905	-0,347524

Faktör yükleri değişkenlerin birbirleriyle ilişkilerini ortaya koyması bakımından önemlidir ve her iki faktöre dağılımları değişkenlerin ilişkisini göstermektedir. Ancak rotasyonsuz faktör analiz yönteminde bazı değerler arasındaki ilişki maskelenildiği gibi gözlenememe olasılığı da bulunmaktadır. Bu yüzden varimax rotasyon (döndürme) işlemine tabi tutulmalıdır. Bu nedenle Çizelge 1'deki değişkenler, faktör yüklerinin daha iyi anlaşılmasını sağlayacak yapıya dönüştürülmesi için varimax döndürmesine tabi tutulmuştur. Aynı verilerin varimax döndürmesi ile elde edilen özdeğerler ve faktör yükleri yine Çizelge 1'de verilmektedir. Çizelge 1'e göre birinci faktörün bazı değerleri pozitif bazıları ise negatiftir. Pozitif değerler ile temsil edilen grupta en yüksek değerler TiO_2 , CaO , MgO , FeO(T) ve Y gibi mafik ve immobil bileşenlerde, negatif grupta ise Rb ve K_2O gibi felsik ve mobil değerlerde gözlenmektedir. Bu değerlere göre 1. faktör $(\text{FeO(T)} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Y}) / (\text{K}_2\text{O} + \text{Rb})$ oranını temsil etmektedir. Dolayısıyla 1. faktör magmanın primitifliğini ve evrimini temsil

etmektedir. 2. faktörde değerler genellikle pozitif olmasına karşılık yükler çok yüksek değildir ve en yüksek değerler Na_2O , Ba ve Al_2O_3 değişkenlerinde gözlenmektedir. Negatif değerler ise SiO_2 ve Rb 'da belirgindir. Bu açıdan bakıldığında 2. faktörün $(\text{Na}_2\text{O} + \text{Ba} + \text{Al}_2\text{O}_3) / (\text{SiO}_2)$ oranını temsil ettiği ortaya çıkmaktadır. SiO_2 ve Rb gibi elementlerin özellikle magmatik farklılaşma yönünde ya da alterasyon yönünde artış gösteriyor olmaları diğerlerinin ise daha çok hidrotermal alterasyon etkilerini temsil ediyor olmaları, 2. faktörün alterasyon olduğunu gösterebilir. Üçüncü faktör sadece Zr değerine göre belirgin olup, Çelebi Granitoidi'nin bileşimini kontrol eden etmenlerden birisinin immobil element bileşimi ya da tali bileşenler içine örneğin (zirkon) giren elementlerin varlığını göstermektedir. Bir başka deyişle I-tipi özellikler ön plana çıkmaktadır. Bu değerlerin faktör 1 ve 2'ye göre çizilmeleri (Şekil 2) hem bu oranları hem de Çelebi Granitoidi için belirgin ve ayırt edici özellikleri ortaya koymaktadır.



Şekil 2. Faktör yüklerinin birbirlerine göre değişimleri ve ilişkileri
Figure 1. Distribution of factor loadings with respect to factor 1 and 2

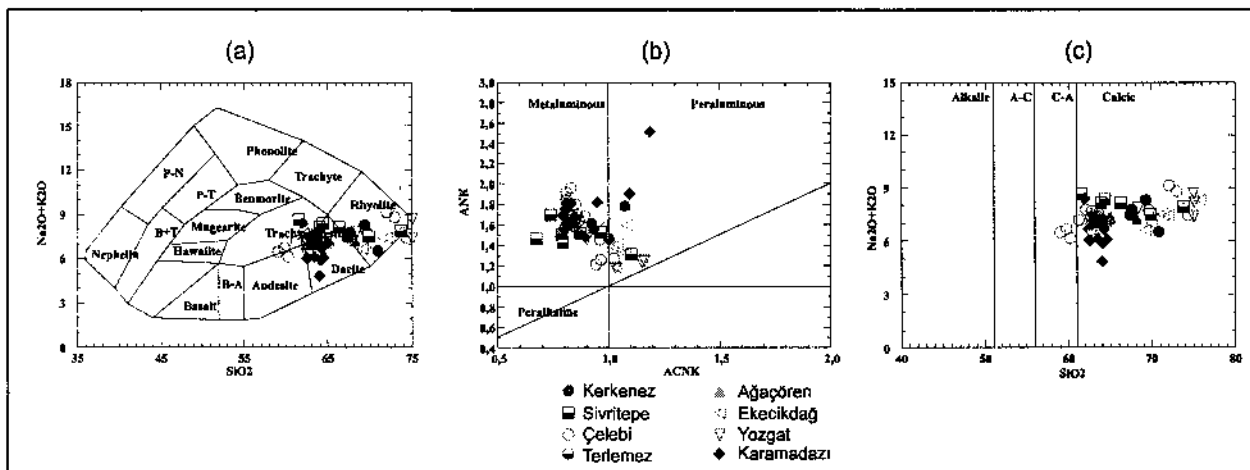
Buna göre, Çelebi Granitoidini Orta Anadolu'daki başka granitoidlerle karşılaştırmak için kullanılması gereken elementler ve bunların birbirlerine göre oranı 1., 2. ve 3. faktördeki gibi olmalıdır. Şekil 2'de Çelebi Granitoidi ve Karamadazı Graniti'ne ilişkin faktör yüklerinin birbirlerine göre değişimleri ve ilişkileri sunulmaktadır.

Çelebi Granitoidi'nin Al₂O₃ ve Sr açısından benzer özellikler sunduğu ve bu iki elementin özellikle alterasyonla birlikte daha belirgin grup oluşturduğu ve birlikte hareket ettiği sonucu Şekil 2'ye göre söylenebilir. MnO, FeO, CaO, MgO, TiO₂ ve Y gibi elementler alterasyondan fazla etkilenmedikleri gibi Çelebi Granitoidi'nin bileşimini kontrol eden en önemli unsurlardır ve Y ile birlikte immobil davranmaktadırlar. P₂O₅ ve Zr'nin birlikte gözlenmesi tali bileşenler özellikle apatit, sfen ya da zirkon gibi I-tipi granitoidlerde fazlaca bulunan unsurları anımsatmakta, dolayısıyla Çelebi Granitoidi'nin bileşiminde etkili olan etmenlerden birisinin de I-tipi özellikler olduğu ortaya çıkmaktadır. Şekil 2'nin belki de en çarpıcı yanı SiO₂'nin davranışdır. SiO₂ diğer tüm değişkenlerden ayrı bir şekilde ve bağımsız olarak gözlenmektedir. Dolayısıyla, Çelebi Granitoidi'nde silika miktarının çok önemli olmadığı ya da farklılaşmanın çok belirgin olmadığı ortaya çıkmaktadır. Öte yandan SiO₂ diğer granitoidler için ayırtman olabilirliği özelliğine sahip olabilir.

Çelebi Granitoidi'nin ana bileşen analizine göre değerlendirilmesi, bileşiminde etkili olan faktörlerin (FeO(T)+CaO+MgO+Y)/(K₂O+Rb) ve (Na₂O+Ba+Al₂O₃)/(SiO₂) oranları olduğu ortaya çıkmıştır. Bundan başka P₂O₅+Zr/Na₂O+Ba oranı da önemli ayırtman unsurları olarak kullanılmalıdır. Dolayısıyla ileriki bölümlerde kullanılacak olan ayırtlama diyagramlarında yukarıdaki unsurlar kullanılacaktır.

Jeokimyasal ayırtlama ve karşılaştırma (Çelebi Granitoidi)

Bu bölümde Çelebi Granitoidi, Orta Anadolu Granitoidleri ailesinden olan ve onunla benzer kimyasal bileşime sahip veya aynı tektonik ortamda oluşmuş "kısır kontrol" granitoidlerle karşılaştırılmıştır. Bu amaçla Kerkenez graniti (Erlar ve Göncüoğlu, 1996), Yozgat batoliti (Erlar ve Göncüoğlu, 1996), Terlemez kuvarsmonzonit (Yalnız ve diğ., 1999), Ekecikdağ kuvarsmonzoniti (Türel ve diğ., 1993) ve Ağaören intrüzif takımı (Kadıoğlu, 1996) gibi Orta Anadolu'da çarpışma sonrası ürünü olan plütonik kayalar kullanılmıştır. Çelebi Granitoidi ile diğer Orta Anadolu Granitoidleri arasındaki karşılaştırmada öncelikle kayaların bileşim farklılığının olup olmadığını araştırılması için Cox ve diğ. (1979) diyagramından faydalanılmıştır (Şekil 3a).



Şekil 3. Çelebi Granitoidi'nin Orta Anadolu'daki granitoidlerle karşılaştırılması (a) Cox ve diğ. (1979), (b) Peacock (1931), (c) Irvine ve Baragar (1971)

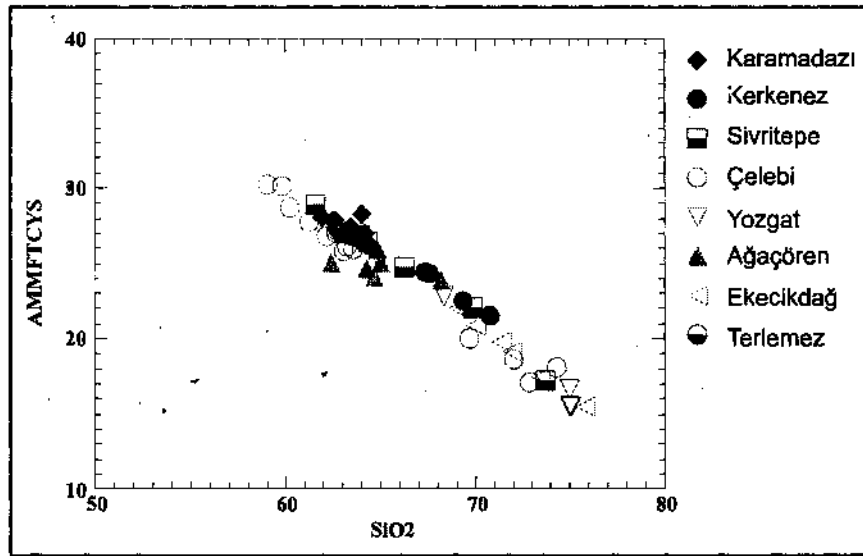
Figure 3. Geochemical comparison of the Çelebi Granitoid with Central Anatolian Granitoids on (a) Cox et al. (1979). (b) Peacock (1931), (c) Irvine and Baragar (1971)

Ağaçören, Sivritepe ve kısmen Karamadazi granitoidleri Çelebi Granitoidi'ne bağlı kayalar gibi monzodiyorit, monzonit bileşiminde iken Kerkenez, Ekecikdağ, Yozgat, Ağaçören'e ait bazı örnekler daha felsik bileşimli kayaları oluşturmaktadır (Şekil 3a). Çelebi ve diğer granitoidlerin Al-doygunlukları arasında fazla fark olmamasına rağmen (Şekil 3b), Çelebi Granitoidi diğerlerine göre metalumin-peralumin çizgisine yakın ve daha yüksek alkali miktarıyla diğerlerinden ayrılmaktadır (Şekil 3b). Özellikle Yozgat Batoliti'nde yer alan Sivritepe ve Kerkenez kütleleri ve Ekecikdağ granitoidleri Çelebi Granitoidi'ne göre farklı dağılımlar sunarlar. TAs diyagramına göre Çelebi Granitoidi, hem daha az silikalı granitoidler olarak, "hem de kalsik-alkali granitoidler olarak farklı özellikler sunar (Kuşçu ve diğ., 2000a). Bu bakımdan Orta Anadolu Granitoidleri, Çelebi Granitoidi'ne göre daha yüksek silika değerleriyle ve kısmen yüksek toplam alkali değerleriyle farklılaşmaktadır (Şekil 3c).

Ana bileşen analizlerinde Çelebi Granitoidi için saptanılan faktör ve faktörlerin ikili diyagramlarda kullanılmasıyla, Çelebi bölgesinde skarnlaşmaya sebep olan, ancak Orta Anadolu bölgesinde skarnlaşma ile ilgileri olmayan granitoidlerin karşılaştırmasını yapmak mümkündür. Eğer Orta Anadolu'daki diğer kısır granitoidler de, Çelebi

Granitoidi'ne benzer jeokimyasal özellikler taşıyorlarsa, Çelebi Graniti için saptanılan faktörlere göre çizilen ikili ayırtlama diyagramlarına Çelebi Granitoidi'nin düştüğü alanlara düşecek ya da ona çok yakın bölgelerde bulunacaktır. Eğer farklı özellikler taşıyorlarsa diyagramlarda farklı alanlara düşecek böylece Çelebi Granitoidi'ni diğerlerinden ayıran jeokimyasal parametrelerin sağlaması yapılmış olacaktır. Bu diyagramlarda X ve Y eksenlerinde kullanılan faktörler ana bileşen analizinde tespit edilen faktör 1, faktör 2 veya faktör 3 kullanılacaktır. Ana bileşen analizinde tüm değişkenlerden bağımsız davranan SiO₂'ye karşı faktör 1'in çizilmesi sonucunda (AMMFTCYS:Al₂O₃ + MnO + MgO + FeO + TiO₂ + CaO + Y + Sr) Çelebi Granitoidinin faktör 1'e göre Orta Anadolu Granitoidleri'nden farklı alanlara düştüğü gözlenmektedir (Şekil 4).

Bu şekile göre Orta Anadolu Granitoidleri'nin magmatik farklılaşma gösterdikleri ve üretken plütonların kısır olanlara göre daha az farklılaşmaya uğradıkları gözlenmektedir. Bir başka deyişle, demir skarnı üreten plütonlar daha mafik bileşeni i veya primitif karakterli plütonlar olarak göze çarpmaktadır.



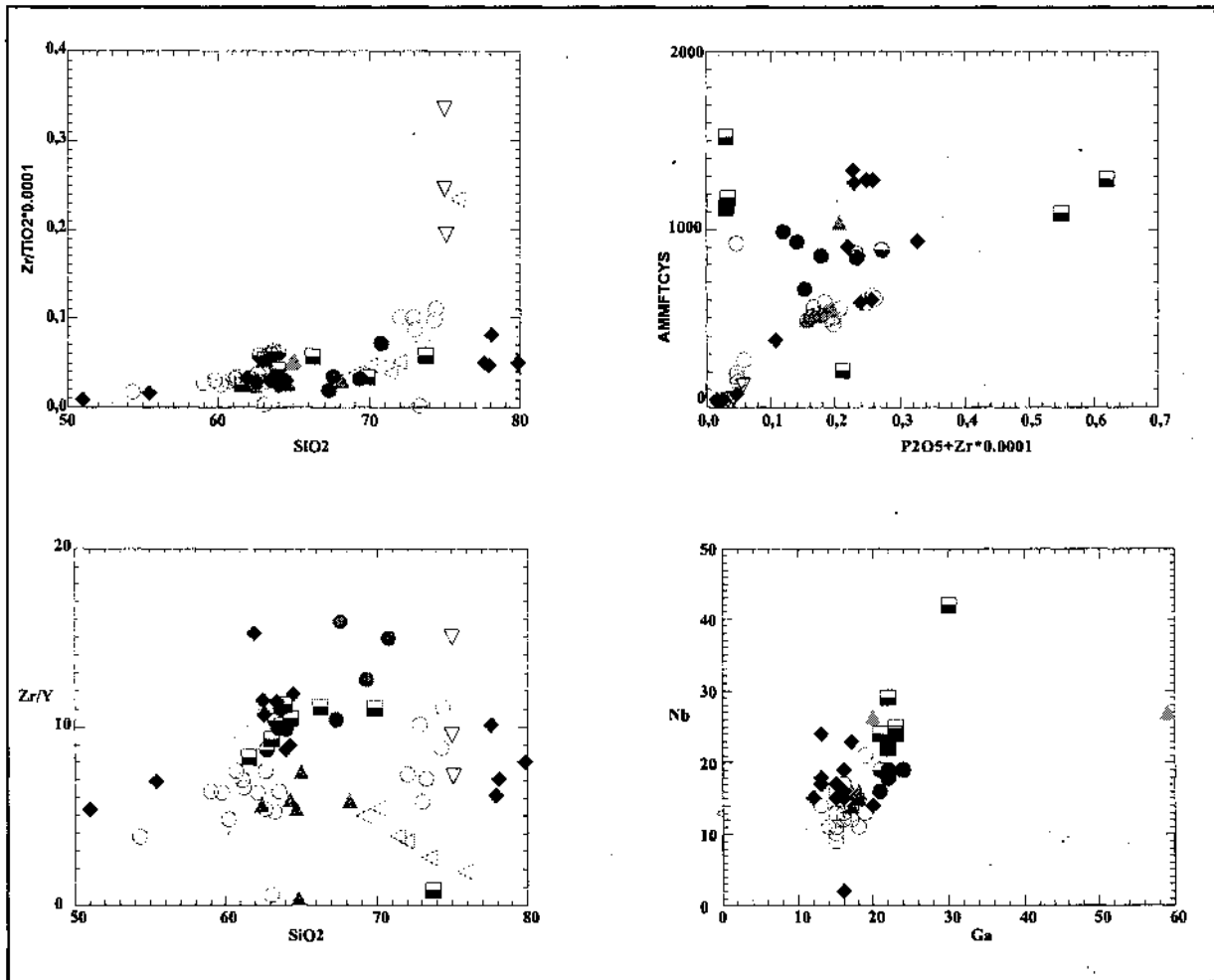
Şekil 4. Çelebi Granitoidi için 1. faktör ve bağımsız değişken SiO₂ ilişkisi
Figure 4. Plot of factor 1 against independent variant SiO₂ for the Çelebi Granitoid

Yine aynı şekle göre Çelebi Granitoyidi'nin iki farklı kayaç topluluğu ile temsil edildiği ve bunlardan yüksek silikalı grubun kısır granitoyidlerle birlikte davrandığı gözlenmektedir.

Dolayısıyla skarnlaşmada etkili olan kayaçların Çelebi bölgesinde göreceli olarak daha düşük silikalı gruptan olmaları gerektiği ortaya çıkmaktadır. Yine ana bileşen analizinde faktör 3'te gözlenen Zr etkisinin bağımsız değişken SiO₂'ye karşı çizilmesi, granitoyidlerin karşılaştırılmasında ve sınıflanmasında kullanılmıştır (Şekil 5a). Bu şekle göre Çelebi Granitoyidine ait bazı örnekler daha düşük silikalı ve düşük mafik bileşimli grupta yer alırken, diğerleri ve Çelebi Granitoyidine ait bazı örnekler göreceli olarak yüksek silika ve mafik bileşimli gruplarda yer almaktadır. Ayrıca bu şekil

Çelebi Granitoyidi'nin kısır granitoyidlere göre daha az diferensiyasyona uğradığını da göstermektedir. 3. ve 4. faktörün, 1. faktör üzerindeki etkilerini araştırmak üzere AMMFTCYS (mafik bileşenler) P₂O₅ ve Zr'a karşı çizilmiştir (Şekil 5b).

Granitoyidlerin tali bileşenler açısından karşılaştırılmasını da sağlayan bu diyagrama göre Çelebi Granitoyidi apatit ve zirkon açısından kısır granitoyidlere göre daha zengin bileşimdedir (Şekil 5b). Ayrıca apatit ve zirkon gibi tali bileşenlerin daha çok I-tipi granitoyidlerde daha fazla bulunduğu göz önüne alınırsa Çelebi Granitoyidi'nin kısır granitoyidlere göre daha fazla I-tipi karakterinde olduğu sonucuna varılır. Bağımsız değişken SiO₂'nin 1. faktör Y ve 3. faktör Zr'a karşı çizil-



Şekil 5. Çelebi Granitoyidi'nde değişik faktörlerin birbirine göre etkisi

Figure 5. Relation of various factors for the Çelebi Granitoid

mesi granitoidlerin farklılaşma derecelerini karşılaştırma olanakları sağlamaktadır (Şekil 5c). Zr/Y oranının SiO₂'ye karşı değişimi Çelebi Granitoidi'nin kısır granitoidlere göre daha az farklılaşmaya uğradığını ve diğerlerinden Zr/Y oranına göre farklılık sunduğunu göstermektedir. Granitoidlerin Nb gibi hareketsiz ve Ga gibi hareketli iz element değerlerine göre farklı bileşimlerde olması karşılaştırma ve sınıflama için uygun zemin hazırlamaktadır, Şekil 5d 'de bu karşılaştırma görülmektedir. Çelebi Granitoidi düşük Nb ve Ga değerleriyle kısır granitoidlerden belirgin bir şekilde ayrılmaktadır.

KARAMADAZI GRANİTİ'NİN JEOKİMYASAL KARAKTERİZASYONU

Çelebi Granitoidi'nde olduğu gibi Karamadazi Graniti'nin jeokimyasal verilerinin çoklu değişken analiz yöntemlerinden ana bileşen ve faktör analiz yöntemleri ile değerlendirilmesi, Karamadazi Graniti'ne özgü faktör ya da faktörlerin ortaya çıkmasını sağlamıştır. Karamadazi Graniti'ne ait majör oksitler ve Rb, Sr, Zr, Y gibi elementlerin korelasyon katsayıları ve matrisine göre hesaplanmış olan özdeğer ve varyans yüzdeleri Çizelge 2'de verilmektedir.

Çizelge 2. Karamadazi Graniti'ne ait korelasyon katsayıları matrisi özdeğerleri ve toplam katsayıları
Table 2. Eigenvalues and eigenvectors of covariance matrix of the Karamadazi Granite

Faktör	Özdeğer	Toplam Varyans (%)	Kümülatif Özdeğer	Küm. Toplam Varyans (%)
1	7,013136	46,75424	7,01314	46,75424
2	2,655803	17,70536	9,66894	64,45959
3	1,776918	11,84612	11,44586	76,30571
4	1,072753	7,15169	12,51861	83,45740

Faktör yükleri (döndürmesiz)				
	Faktör 1	Faktör 2	Faktör 3	Faktör 4
SiO ₂	-0,867480	-0,342262	0,246437	0,081071
Al ₂ O ₃	0,592175	0,082167	-0,620130	-0,203667
TiO ₂	0,678103	0,648273	0,011644	-0,018475
FeO	-0,101696	0,729922	-0,011298	-0,551370
MnO	0,757037	0,399606	-0,263721	0,025459
CaO	0,860268	0,075047	0,320838	0,287387
MgO	0,355669	0,525845	0,598121	-0,212599
K ₂ O	-0,724412	0,213272	-0,399693	0,273163
Na ₂ O	0,812735	-0,356092	-0,119985	0,054275
Ba	-0,439391	0,348687	0,457193	0,250622
P ₂ O ₅	-0,756872	0,455781	-0,123405	0,014736
Rb	-0,791411	0,295610	-0,379660	0,264830
Sr	0,822546	0,009748	0,302206	0,373134
Zr	0,659654	0,386498	-0,387888	0,419942
Y	-0,557517	0,631322	0,157134	0,25613

Faktör yükleri (varimax döndürmeli)				
	Faktör 1	Faktör 2	Faktör 3	Faktör 4
SiO ₂	-0,808925	-0,355315	0,312767	-0,241943
Al ₂ O ₃	0,560215	0,068213	-0,675537	0,092840
TiO ₂	0,788467	0,242941	0,070904	0,441396
FeO	0,109993	-0,251107	0,010374	0,878638
MnO	0,814955	0,226336	-0,220871	0,197034
CaO	0,619990	0,707752	0,189902	-0,099280
MgO	0,237427	0,434136	0,433880	0,610624
K ₂ O	-0,127374	-0,864095	0,121878	-0,137832
Na ₂ O	0,407912	0,627443	-0,401052	-0,289417
Ba	-0,153714	-0,225163	0,704837	0,123946
P ₂ O ₅	-0,209136	-0,777937	0,282815	0,259093
Rb	-0,133981	-0,934997	0,173067	-0,076616
Sr	0,600149	0,679267	0,205309	-0,208569
Zr	0,942001	0,018543	-0,088897	-0,125384
Y	0,021792	-0,587786	0,626218	0,248138

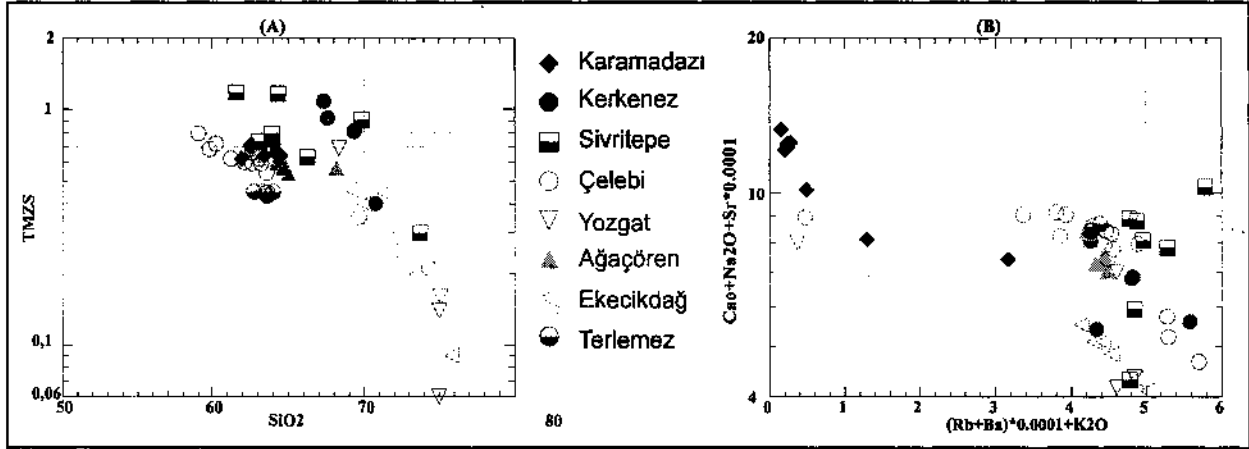
Çizelge T'ye göre ilk 3 faktörün toplam varyansın %76'lık kısmını temsil ettiği gözlenmektedir. Dolayısıyla Karamadazı Graniti'nin jeokimyasal özelliklerinin bu üç faktör tarafından kontrol edilmektedir. Bu faktörlerin kullanılmasıyla elde edilen faktör yükleri, değişkenlerin birbirleriyle ilişkilerini göstermektedir. Her faktör için faktör yükleri değerlendirildiğinde değişkenler arasında gruplaşmaların azlığı, analizden yeniden rotasyonla yapılması gerektiğini ortaya koymaktadır. Bu nedenle Çizelge 2'deki değişkenler faktör yüklerinin anlamlarının daha iyi anlaşılması için varimax döndürmesine tabi tutulmuştur. Varimax döndürmeyle elde edilen yeni değerlerde Çizelge 2'de verilmektedir. 1. faktör için en yüksek pozitif değerler TiO_2 , MnO ve Zr'da gözlenirken, en yüksek negatif değer sadece ise SiO_2 'de gözlenmektedir. Bu da 1. faktörün $TiO_2 + MnO + Zr / SiO_2$ oranını temsil etmekte, dolayısıyla 1. faktör yüklerinin SiO_2 'ye göre değişimini gösterdiği için farklılaşma derecesine karşılık gelmektedir. 2. faktör için en yüksek pozitif değerler CaO, Na₂O ve Sr'da gözlenirken, negatif değerler ise K₂O, Rb ve Ba'da gözlenmektedir. Bu nedenle 2. faktör $CaO + Na_2O + Sr/Rb + Ba + K_2O$ oranını temsil etmelidir. 3. faktör $P_2O_5 + Y / Al_2O_3$ oranını temsil etmektedir. Bu faktörler, Karamadazı Graniti'ni Orta Anadolu'daki diğer granitoidlerle karşılaştırmasında kullanılacak ayırtıcı faktörler olarak yorumlanmaktadır. Faktörlerin birbirlerine göre ikili diyagramlarda gösterilmesi ise faktör yüklerinin birbirlerine göre değişimlerini ve ilişkilerini göstermektedir (Şekil 2).

Jeokimyasal ayırtılma ve karşılaştırma (Karamadazı Graniti)

Karamadazı Graniti'nin Orta Anadolu'da yer alan ve bilinen skarn cevherleşmesiyle köken ilişkisi olmayan granitoidlerle olan benzer ve farklı yanların tespiti için hem Karamadazı hem de Orta Anadolu Granitoidleri'nden (OAG) olan Ağaören intrüzif takımı (Kadıoğlu, 1996), Ekecikdağ kuvarsmonzoniti (Türel ve diğ., 1993), Kerkenez Graniti (Erlor ve Göncüoğlu, 1996), Sivritepe Gra-

niti (Yozgat Batoliti; Erlor ve Göncüoğlu, 1996) ve Terlemez kuvarsmonzoniti (Yalın ve diğ., 1999) gibi çarpışma sonrası olarak sınıflanan plütonik kayalara ait jeokimyasal veriler karşılaştırılmıştır.

Karamadazı Graniti kuvars diyorit (granodiyorit), diyorit olarak sınıflandırılıp OAG'den düşük toplam alkali ve silika içerikleriyle ayrılmaktadır (Şekil 3a). Bileşimsel olarak Terlemez ve Ağaören granitoidleriyle benzerlikler sunar. Al-doygunluğu açısından perlüminli alanda da gözlenmesi dolayısıyla bazı farklar sunar (Şekil 3b). Çok genel olarak Sivritepe, Kerkenez ve Terlemez granitoidleriyle bileşimsel açıdan benzerlikleri bulunur. Tektonik özellikleri açısından daha düşük Rb içermeleri dolayısıyla VAG izleri taşırlar. İz elementler açısından değerlendirildiği zaman Karamadazı Graniti'nin diğer granitoidlerle olan benzer ve farklı yanları ortaya çıkmaktadır. Örneğin Karamadazı Graniti ele alınan Orta Anadolu Granitoidleri arasında en düşük ortalama Rb (23ppm), Ba (218) ve Th (12) değerleri ve en yüksek ortalama Sc (13ppm) ve V (82), ve ortalama Zr (174 ppm), Y (18) ve Ni (10) değerleriyle kıtasal kabuktan en az malzeme almış granitoidler olarak göze çarpmaktadır. Aynı değerlerin dünyada bilinen Fe-skarn granitoidleriyle karşılaştırılması ilginç bazı sonuçlara işaret etmektedir. Bu açıdan değerlendirildiği zaman Karamadazı Graniti'nin Rb, Sr ve Th element değerlerinin Fe-skarn granitoid ortalamlarından yüksek seyrettiği, Ni, Cr, Sc, V gibi elementlerinin ise daha düşük seyrettiği gözlenmektedir. Bu nedenle Karamadazı Graniti'nin dünyadaki Fe-skarn granitoidlerine göre kıtasal kabuktan daha fazla malzeme aldığı öne sürülmektedir (Kuşçu ve diğ., 2000b). Faktör analizinde Karamadazı Graniti için saptanılan faktörlerin ikili diyagramlarda kullanılması OAG'lerle olan benzer ve farklı yanların ortaya konmasını sağlamaktadır. Karamadazı Graniti'nin jeokimyasal özelliğini kontrol eden en önemli faktör kayaların silikaya karşı davranışı olan farklılaşma derecesidir. Bu nedenle faktör 1'e karşı (TMZS) : $TiO_2 + MnO + Zr / SiO_2$ çizilmiştir (Şekil 6a).



Şekil 6. Karamadazi Graniti için faktörlerin birbirlerine göre ilişkileri

Figure 6. Relation of various factors for the Karamadazi Granite

Bu şekile göre Karamadazi Graniti'nin Terlemez ve Ağaçoören granitoidleriyle benzer özellikler sunduğu, ve diğerlerinden belirgin bir şekilde ayrıldığı gözlenmektedir. Sivritepe, Terlemez ve Karamadazi yakın ortalama SiO_2 değerleri içerirken, Sivritepe bu gruptan yüksek TMZS oranı ile ayrılırken, Kerkenez ve Ekecik yüksek SiO_2 değerleriyle ve dolayısıyla daha yüksek farklılaşma dereceleriyle hepsinden ayrı özellikler sunmaktadır (Şekil 6a). Granitoidler Faktör 2'ye göre karşılaştırıldığı zaman (Şekil 6b) CaO, Sr ve Na₂O toplamı açısından Sivritepe, Terlemez ve Kerkenez granitoidlerinin benzer olduğu fakat K₂O miktarları açısından farklılıklar sunduğu gözlenmektedir (Şekil 6b). Özellikle Sivritepe, Terlemez ve Kerkenez yüksek K₂O içerikleriyle diğerlerinden ayrı bir alana düşerken Karamadazi en düşük K₂O içerikleriyle belirgin bir grup oluşturmaktadır. K₂O'nun kıtasal kabuk izine işaret ettiği göz önüne alınırsa, bu farklılıkların yine magmatik farklılaşmadan kaynaklandığı kabul edilmelidir. Dolayısıyla Feskar ilişkili Karamadazi Graniti kısır olarak kabul edilen OAG'lerine göre daha az farklılaşmış ya da kıtasal kabuktan daha az malzeme almış bir magmatik kayaç olarak kabul edilmelidir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çelebi Granitoidi'nin jeokimyasal özelliklerini kontrol eden birinci faktör $(FeO(T) + CaO + MgO + Y) / (K_2O + Rb)$ oranını ile temsil edilmiş mag-

manın primitifliğidir. İkinci faktör ise $(Na_2O + Ba + Al_2O_3) / (SiO_2)$ oranını temsil etmektedir. SiO_2 ve Rb gibi elementlerin özellikle magmatik farklılaşma yönünde ya da alterasyon yönünde artış gösteriyor olmaları diğerlerinin ise daha çok hidrotermal alterasyon etkilerini temsil ediyor olmaları ikinci faktörün alterasyon olduğunu göstermektedir. Üçüncü faktör sadece Zr değerine göre belirgin olup Çelebi Granitoidi'nin bileşimini kontrol eden etmenlerden birisinin immobil element bileşimi ya da tali bileşenler içine örneğin (zirkon) giren elemanların varlığını göstermektedir. Bir başka deyişle I-tipi özellikler ön plan çıkmaktadır. Dolayısıyla bu özelliği Orta Anadolu Granitoidlerinden ayırmak için oluşturulan ve yukarıdaki faktörlerin kullanıldığı diyagramlar göstermiştir ki diğer granitoidler daha felsik bileşimli kayaçları oluşturmada sadece Terlemez granitoidi benzer bileşimde bulunmaktadır. Özellikle Yozgat Batoliti'nde yer alan Sivritepe ve Kerkenez kütleleri, ve Ekecikdağ granitoidleri Çelebi Granitoidi'ne göre farklı dağılımlar sunarlar. Elde edilen faktörlerle oluşturulan diyagramlarda Orta Anadolu Granitoidleri'nin magmatik farklılaşma gösterdikleri ve üretken plütonların kısır olanlara göre daha az farklılaşmaya uğradıkları öne sürülmektedir. Bir başka deyişle demir skarnı üreten Çelebi Granitoidi daha mafik bileşimli veya pri-

mitif karakterli bir magmatik kütle olarak göze çarpmaktadır. Çelebi Granitoidi'nin iki farklı kayaç topluluğu ile temsil edildiği ve bunlardan yüksek silikalı grubun kısır granitoidlerle birlikte davrandığı gözlenmiştir. Dolayısıyla demir skarnlarının oluşmasında ve skarnlaşmada etkili olan kayaçların Çelebi bölgesinde göreceli olarak daha düşük silikalı gruptan olmaları gerektiği ortaya çıkmaktadır. Öte yandan daha yüksek silikalı grubun bölgede yer alan şelit cevherleşmeleri ile ilgili oldukları öne sürülmektedir (Kuşçu ve diğ., 2000a) Çelebi Granitoidi apatit ve zirkon açısından kısır granitoidlere göre daha zengin bileşimde olması Çelebi Granitoidi'nin kısır granitoidlere göre daha fazla I-tipi karakterinde olduğunu göstermektedir.

Karamadazi Graniti için belirgin olan 1. faktör $TiO_2+MnO+Zr/SiO_2$ oranını temsil etmekte, ve yüklerin SiO_2 'ye göre değişimini gösterdiği için farklılaşma derecesine karşılık gelmektedir. 2. faktör $2 CaO+Na_2O+Sr/Rb+Ba+K_2O$ oranını temsil etmelidir. 3. faktör P_2O_5+Y/Al_2O_3 oranı temsil etmektedir. Tektonik özellikleri açısından daha düşük Rb içermeleri VAG izlerinin varlığını belirlemektedir. Karamadazi Graniti ele alınan OAG'leri arasında en düşük ortalama Rb, Ba ve Th değerleri ve en yüksek ortalama Sc ve V, ve ortalama Zr, Y ve Ni değerleriyle diğerlerine kıyasla kıtasal kabuktan en az malzeme almış granitoidler olarak göze çarpar. Öte yandan, yukarıdaki değerler ortalama Fe, Cu-skarn granitoidleriyle karşılaştırıldığında Karamadazi Graniti'nin Rb, Sr ve Th elementlerince Fe-skarn granitoid ortalamalarından yüksek seyrettiği, Ni, Cr, Sc, V gibi elementlerce ise daha düşük seyrettiği ve bu nedenle dünyadaki tipik Fe-skarn granitoidlerinden kıtasal kabuktan daha fazla malzeme alan bir granitoid olması ile ayrılması gerektiği öne sürülmektedir.

Faktör analizlerinden elde edilen faktörlere göre, Karamadazi Graniti'nin Terlemez ve Ağaçören granitoidleriyle benzer özellikler sunduğu, ve diğerlerinden belirgin bir şekilde ayrıldığı gözlenmektedir. Sivritepe, Terlemez ve Karamadazi yakın ortalama SiO_2 değerleri içerirken, Sivritepe bu gruptan yüksek TMZS oranı ile ayrılmakta, Kerke-

nez ve Ekecik yüksek SiO_2 değerleriyle ve dolayısıyla daha yüksek farklılaşma dereceleriyle hepsinden ayrı özellikler sunmaktadır. Yine Karamadazi en düşük K_2O içerikleriyle belirgin bir grup oluşturmaktadır. K_2O 'nun kıtasal kabuk izine işaret ettiği göz önüne alınırsa, bu farklılıkların yine magmatik farklılaşmadan kaynaklandığı kabul edilmektedir. Dolayısıyla, Fe-skarn ilişkili Karamadazi Graniti kısır olarak kabul edilen OAG'lerine göre daha az farklılaşmış ya da kıtasal kabuktan daha az malzeme almış bir magmatik kayaç olarak kabul edilmektedir.

Çelebi Granitoidi ve Karamadazi Graniti'ne ilişkin yapılan bu faktör analizi çalışmalarına ek olarak, jeokimyasal verilerin Saraç (1998)'de önerilen şekilde modellenmesi ve jeostatistiksel koşullu simülasyon tekniklerinin uygulanması (Saraç and Dowd, 1994), bu çalışmada önerilen görüşlere daha açıklık getirebilecektir.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Başkanlığı tarafından YDABÇAG 198Y098 kodu ile projelendirilmiş bir çalışmadır. Yazarlar, TÜBİTAK'a sağladığı her türlü teknik ve finansal destekten ötürü teşekkür eder.

EXTENDED SUMMARY

Successful exploration for ore deposits requires the ability to identify mineralized (fertile, productive) rock units in a sequence of unmineralized (non-productive, barren) rock units, normally using a combination of geological, geochemical, geophysical, and geostatistical methods. These studies also suggest the possibility of discriminating the productive and non-productive plutonic rocks based on the assumption that the granitic magma is the source of the ore elements and hydrothermal fluids. Recent studies along these lines have presented well-defined connections between major metal types and various magmatic rocks ranging from diorite to granite. The study of the relationships between productive and non-productive plutonic rocks in CACC offers an important test case for

understanding the genetic connection between causative plutons and their associated ore deposits. In order to discriminate the productive and non-productive granitoids in this region, two Fe-skarn deposits (Çelebi and Karamadazi), and a series of non-productive granitoids such as the Kerkenez Granite (Erler and Göncüoğlu, 1996), Yozgat Batholith (Erler and Göncüoğlu, 1996), Terlemez quartz monzonite (Yalınz et al., 1999), Ekecikdağ quartz monzonite Ağaören Intrusive Suite (Kadioğlu, 1996) were studied.

The Çelebi and Karamadazi granitoids are within the Fe-W metallogenic belt and Fe-W provinces (Kuşçu and Erler, 1996; 1997; 1998) of the Central Anatolian Crystalline Complex (CACC) (Göncüoğlu et al., 1991). Previous studies have shown that the granitoids formed by the melting two different sources; continental crust and mantle materials, and that a mixing/mingling process is suggested for the formation of the granitoid magmas in both areas (Kuşçu et al., 2000b).

Evaluation of the geochemical data from the Çelebi and Karamadazi granitoids using multivariate analysis methods, such as principal component (factor analysis) suggests that a primitive magma composition characterized by the $(\text{FeO(T)}+\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Y})/(\text{K}_2\text{O}+\text{Rb})$ ratio is the most important controlling parameter for the Çelebi granitoid. The second factor is the $(\text{Na}_2\text{O}+\text{Ba}+\text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{SiO}_2)$ ratio. As both SiO_2 and Rb increase during magmatic differentiation, this second parameter can be used to distinguish between differentiation and alteration effects for the Çelebi Granitoid. The third parameter is the immobile element composition or elements accommodated in accessory phases such as zircon. In other words, I-type characteristics become significant. Based on the binary diagrams involving these parameters it is proposed that non-productive CAG are more felsic than the Çelebi Granitoid, except for the Terlemez granitoid which has a similar composition. The Sivritepe and Kerkenez plutons of the Yozgat Batholith and Ekecikdağ granitoid are significantly different from the Çelebi Granitoid. Based on the above factors non-productive

CAG vary from the Çelebi granitoid in having higher silica content and partially higher total alkalis. This study suggest that non-productive CAG are more differentiated while productive plutons appear to be less differentiated. In other words, the Fe-skarn producing Çelebi pluton has a more mafic or primitive character. It is also concluded that Çelebi granitoid can be subdivided into two rock units as lower and higher silica granitoid, and the latter displays geochemical characteristics similar to non-productive granitoids in Central Anatolia. Therefore, the low silica group is thought to be responsible for Fe-skarn formation and skarnization processes in the Çelebi district. On the other hand, the high silica group is related to scheelite mineralization in the district (Kuşçu et al., 2000a). Higher apatite and zircon contents of the Çelebi Granitoid reflect its more I-type characteristics compared to non-productive granitoids.

The ratio $\text{TiO}_2+\text{MnO}+\text{Zr}/\text{SiO}_2$ represents factor 1 for the Karamadazi granitoid and is an indication of magmatic differentiation. Factor 2 is the effect of degree of crustal interaction and is represented by the $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{Sr}/\text{Rb}+\text{Ba}+\text{K}_2\text{O}$ ratio. Factor 3 is $\text{P}_2\text{O}_5+\text{Y}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio. Lower Rb contents are interpreted as a VAG signature in terms of tectonic setting. The Karamadazi granitoid displays lowest mean Rb, Ba, Th and highest mean Sc and V, mean Zr, Y and Ni values among the CAG. On the other hand, the Karamadazi granitoid exhibits higher Rb, Sr, Th and lower Ni, Cr, Sc, V values compared to mean Fe, Cu-skarn granitoids. Thus, it differs from world Fe-skarn granitoids by its higher degree of crustal interaction.

The Karamadazi Granite is generally similar to the Terlemez and Ağaören granitoids based on the factor analysis. Although the Sivritepe, Terlemez and Karamadazi granitoids all have comparable mean SiO_2 values, Sivritepe is distinguishable by its higher TMZ/S ratio and Terlemez by its lower TMZ/S ratio. This means that Sivritepe is more differentiated compared to the Terlemez and Karamadazi granitoids. The Karamadazi granitoid also forms a distinct group with low K_2O contents within the CAG. As K_2O suggests the involvement

of continental crust, this diversity can be related to degree of contamination and differentiation. Hence, the Karamadazi granitoid is either formed from a less differentiated magma or has less contribution from the continental crust in comparison to the non-productive CAG.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Bayhan, H., 1984. Kesikköprü skarn kuşağının (Bala/Ankara) mineralojisi ve kökeni. *Yer-bilimleri*, 11,45-53.
- Bayhan, H., 1986. İç Anadolu granitoid kuşağındaki çeşitliliğin jeokimyası ve kökensele yorumu. *Jeoloji Mühendisliği*, 29, 27-36.
- Cox, K.G., Bell, J.D., ve Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London, 450 p.
- Erlor, A., ve Göncüoğlu, M.C., 1996. Geologic and tectonic setting of the Yozgat Batholith, northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *International Geology Review*, 38, 714-726.
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşçu, İ., Erlor, A., ve Olgun, E., 1991. Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 1: Güney Kesim. TPAO Rapor, No. 2909, 140s.
- Irvine, I.C., ve Baragar, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548:
- Kadioğlu, Y.K., 1996. Genesis of Ağaören Intrusive Suite and its enclaves (central Anatolia): Constraints from geological, petrographic, geophysical, and geochemical data, (Doktora Tezi), Orta Doğu Teknik Üniversitesi.
- Keith, J.D., Van Midellaar, W.T. ve Hodgson, C.J., 1989. Granitoid textures, compositions and volatile fugacities associated with the formation of tungsten-dominated skarn deposits, Ore deposition associated with magmas, ed: J.M. Robertson, *Reviews Econ. Geol.*, 4, 255-250.
- Kuşçu, İ., 1997. Mineralogical and geochemical comparison of skarns in the Akdağmadeni, Akçakışla and Keskin districts, Central Anatolia, Turkey, (Doktora Tezi), Orta Doğu Teknik Üniversitesi.
- Kuşçu, İ., ve Erlor, A., 1999. Orta Anadoludaki bazı skarnların sınıflandırılmasında piroksen bileşimlerinin kullanılması: Akçakışla ve Akdağmadeni yöresi skarnları. 52. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, 183-189.
- Kuşçu, İ., Gençalioğlu-Kuşçu, G. ve Meinert, L.D., 2000a. The Geochemical characteristics of the Çelebi Granitoid, Kırıkkale-Turkey and comparison with world skarn granitoids, International Earth Science colloquium on the Egean region, İzmir-Turkey, s.150.
- Kuşçu, İ., Gençalioğlu-Kuşçu, G. Göncüoğlu, M.C., ve Meinert, L.D., 2000b. Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nda yer alan granitoidler ve skarn yataklarının kökensele birlikleliklerinin magmatik petrojenez ile ilişkilendirilmesi, YDABÇAG 198Y098 Kod'lu TÜBİTAK Projesi, 102 sayfa.
- Meinert, L.D., 1983. Variability of skarn deposits-Guides to exploration, ed: Boardman, S.J., Kendall-Hunt Publishing Co., 301-316.
- Meinert, L.D., 1993. Igneous petrogenesis and skarn deposits, ed: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., ve Duke, J.M., Geological Association of Canada Special Paper, 40, 569-583.
- Meinert, L.D., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits - Chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization, ed: Thompson, J.F.H., Mineralogical Associa-

- tion of Canada Short Course Series, 23, 401-418.
- Newberry, R.J., 1987. Use of intrusive and calc-silicate compositional data to distinguish contrasting skarn types in the Darwin polymetallic skarn district, California, U.S.A. *Mineralium Deposita*, 22, 207-215.
- Ray, G.E., Webster, I.C.L. ve Etlinger, A.D., 1995. The distribution of skarns in British Columbia and chemistry and ages of their related plutonic rocks. *Economic Geology*, 90, 920-937.
- Saraç, C, 1998. Geology and ore reserve estimation at Sivrihisar sepiolite mine (Eskişehir, Turkey). *Transactions of the Institution of Mining & Metallurgy, Section A-Mining Industry, England, volume 107, A6-A12.*
- Saraç, C. ve Dowd, P.A., 1994. Conditional simulation by ring decomposition of the covariance matrix: *Sciences de la Terre, Serie Informatique Geologique, France, number 32, 1-14.*
- Shimazaki, H., 1980. Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan. *Economic Geology*, 75, 173-183.
- Türeli, T.K, Göncüoğlu, M.C., ve Akıman, O., 1993. Ekecikdağ Granitoyidi'nin petrolojisi ve kökeni (Orta Anadolu Kristalen Kütlesi batısı), *MTA Dergisi*, 115, 15-28.
- Yalınz, M.K., Aydın, N.S., Göncüoğlu, M.C., ve Parlak, O., 1999. Terlemez quartz monzonite of Central Anatolia (Aksaray-Sarıkaraman): age, petrogenesis and geotectonic implications for ophiolite emplacement. *Geological Journal*, 34, 233-242.
- Zharikov, V.A., 1970. Skarns. *International Geology Review*, 12, 541-559, 619-647, 760-775.



Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etkenleri

Tectono-Sedimentary Records and Controlling Factors of the Mesozoic Sedimentary Basin in the Gümüşhane-Bayburt Region

Cemil YILMAZ

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon
e-posta: cyilmaz@risc01 .ktu.edu.tr

Öz

Pontid orojenik kuşağının doğusunda yer alan Gümüşhane ve Bayburt yörelerinde metamorfitle ve bunları keserek yükselen granitik kayalar Hersinyen temeli oluşturur. Erken Liyas'ta etkin olan genişlemeli tektonik rejim bu temeli parçalayarak birinci riftleşme fazı olarak bilinen olaylar bütününe sonuçlanmıştır. Mesozoyik döneminin ilk kayaları ani fasiyes değişimleri ve kalınlık farkları gösteren tipik rift ürünleridir. Aktif tektonik hareketlerin kontrolünde gelişen Liyas çökellerinin birikiminden sonra Erken Dogger'den itibaren, Gümüşhane yöresinde Albiyen sonu, Bayburt yöresinde ise Malm sonuna kadar süren dönemde sakin tektonik koşulların kontrolünde karbonat platformu oluşmuştur. Tüm yörede duraylı tektonik koşulların sona ermesi sedimantasyonla eş yaşlı tektonik bir süreksizlikle belirgindir. İkinci riftleşme fazına karşılık gelen bu olay Bayburt yöresinde Geç Malm, Gümüşhane yöresinde ise Albo-Senomaniyen'de gelişmiştir. Bir başka deyişle Malm sonu-Alt Kretase başlangıcında Bayburt yöresinde, platformun parçalanması ile derinlik kazanan ortamda pelajik çökeller birikirken, Gümüşhane yöresinde sığ denizel koşullarda platform karbonatlarının birikimi devam etmiştir. Her iki yörede de, farklı zamanlarda da olsa, platformun parçalanmasını sağlayan fay eteklerinde iri kırıntılılardan kondanse-pelajik karbonatlara kadar değişen kayaları içeren bir çökel prizma oluşmuştur

Anahtar sözcükler: Doğu Pontidler, Havza analizi, Mesozoyik, Platform karbonatları, Rift çökelleri

Abstract

Hercynian basement of Eastern Pontide orogenic belt, NE-Turkey, is made up of the metamorphics and crosscutting granitoids outcropping mainly in the Bayburt and Gümüşhane areas. Mesozoic basins are exemplified by two rifting phases, sepereted by a calm tectonic period. First rifting phase occured in Early Liassic, resulting in the break-up of the Hercynian basement. Sedimentary rocks of period show suddèn fades- and thickness variations. First rifting phase ended in the Early Dogger, is succeeded by carbonate platform formation from the Dogger to Lower Cretaceous in Gümüşhane, in Dogger-Malm in Bayburt area. Cesseation of the calm tectonic period is recognised by a syn-sedimentary discontinuity. This event is called as second rifting phase, which starten during the middle Cretaceous in the vicinity of Gümüşhane, and late Malm in Bayburt. Similar facies sedimentary prisms are developed in both areas, notwithstanding in different periods.

Key words: Basin Analysis, Eastern Pontides, Platform Carbonates, Mesozoic, Rift Related Sediments

GİRİŞ

Pontid orojenik kuşağının doğusunda (Ketin, 1966) ve Doğu Pontid Güney Zonu'nda (Gedikoğlu ve diğ., 1979) yer alan Gümüşhane ile Bayburt yörelerini kapsayan bu araştırma ile başlıca Mesozoyik yaşlı kayaların çökel özellikleri ve birikim koşulları ortaya konularak havza geometrisinin şekillendirilmesi hedeflenmiştir. 1970'li yıllardan günümüze kadar süregelen çalışmalarda elde edilen sonuçlar ve önerilen modeller yardımıyla bu konularda önemli mesafeler alınmasına karşın yörenin paleocoğrafik öğeleri ve bu öğelerin yayılımları, geometrik konumları ile Alt-Üst Kretase geçişindeki ani değişim ve ortamın derinlik kazanması aydınlatılmamıştır. Bu çalışmada elde edilecek bulgular ve açığa çıkacak görüşlerin bu konuya ışık tutması beklenmektedir.

Gümüşhane-Bayburt yöresinin genel jeolojik ana hatları 1950'li yıllardan itibaren gerçekleştirilen çalışmalarla belirlemeye başlamıştır (Ketin; 1951, Erguvanlı; 1949, Baykal; 1952; Gattinger, 1962, Wedding; 1963, Ağralı ve diğ.; 1966; Çoğulu; 1970, Yılmaz; 1972, Tokel; 1972, Burşuk; 1975). Bu çalışmalarla bölgenin stratigrafik, paleontolojik, yapısal, volkanik ve sedimantolojik özelliklerine ışık tutulmuş ve bundan sonra özellikle 1980'li yıllarda yapılacak araştırmalara sağlam temeller oluşturulmuştur. Bu çalışmalara paralel olarak inceleme alanı dışında ancak inceleme alanının yapısına katkı sağlayan araştırmalar yapılmıştır (Seymen; 1975, Pelin; 1977, Ağar; 1977 ve Alp; 1972). 1980'li yıllarda gerçekleştirilen çalışmalarda Gümüşhane ve Bayburt yöresi araştırılarak genel yapı ortaya konulmuş, önemli stratigrafik, yapısal, paleontolojik ve sedimantolojik problemlerin çözümüne ışık tutulmuştur (Özsayar ve diğ. 1981; Pelin ve diğ., 1982; Burşuk, 1982; Kesgin, 1983; Eren, 1983; Hacıoğlu, 1983; Özer, 1983; Bektaş, 1983; Görür ve diğ., 1983; Bektaş, 1984; Alkaya, 1982; Alkaya 1983; Gülibrahimoğlu ve diğ., 1984; Bektaş ve diğ., 1984; Korkmaz ve Baki 1984; Gülibrahimoğlu ve diğ., 1986; Bergougnan, 1987; Akdeniz, 1988).

1990'lı yıllar önceki yıllarda elde edilen bilgi birikimine dayalı olarak daha detaylı çalışmaların (mikrofasiyes, mikropaleontoloji, havza analizi ve

stratigrafik amaçlı) gerçekleştirildiği bir döneme karşılık gelir (Taşlı, 1990; Kırmacı, 1992; Yılmaz, 1993; Güven, 1993; Yılmaz, 1994; Yılmaz ve Bektaş, 1995; Bektaş ve Yılmaz 1995; Bektaş ve diğ., 1995; Robinson ve diğ., 1995; Yılmaz ve diğ. 1996; Kırmacı ve diğ. 1996; Yılmaz 1997; Bektaş ve Çapkinoğlu, 1997; Okay ve Şahintürk, 1997; Yılmaz ve diğ., 1997; Kırmacı, 1998a; Kırmacı 1998b; Yılmaz, 1998a; Yılmaz ve Korkmaz 1999).

1980 ve 1990'lı yıllara yapılan çalışmaların hemen hemen hepsinde Erken Liyas'ta gelişen genişlemeli tektonik rejime bağlı olarak Hersinyen temel riftleşmesiyle Mesozoyik çökelme tarihçesinin başladığı konusunda görüş birliği vardır. Bu konudaki tartışma riftleşmeyi oluşturan hareketlerin normal faylarla mı, transform-verrev faylarla mı yoksa her iki sistemin kontrolünde mi olduğu konusundadır. Buna bağlı olarak Liyas havzaları için farklı ortam modelleri önerilmiştir. (Yılmaz, 1993a; Yılmaz, 1995; Bektaş ve diğ., 1995; Gedik ve diğ., 1995; Bektaş ve Çapkinoğlu, 1997; Yılmaz, 1988a, Yılmaz, 1988b; Yılmaz ve Korkmaz, 1999). Tüm doğu Pontidlerde olduğu gibi inceleme alanında da yaygın yüzlekler oluşturan Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları ile Üst Kretase yaşlı çökellerin kayatürü ve stratigrafik konumları genel olarak bilinmektedir. Bununla ilgili güncel tartışma konulan Alt - Üst Kretase geçişinin jeodinamik özellikleri, karbonat platformunun parçalanması ve Kretase havzalarının geometrisi konusunda yoğunlaşmıştır. Çoğu yazarlar sığ denizel kireçtaşlarının tümüyle bir karbonat platformu ürünü olduğu görüşündedir. Özellikle bölgesel ölçekli çalışmalarda bu veriler detaylı olarak sunulmuştur (Taşlı, 1990; Yılmaz, 1993a; Yılmaz ve Bektaş, 1995; Bektaş ve diğ., 1995; Yılmaz, 1998a; Yılmaz, 1988b; Yılmaz ve Korkmaz, 1999).

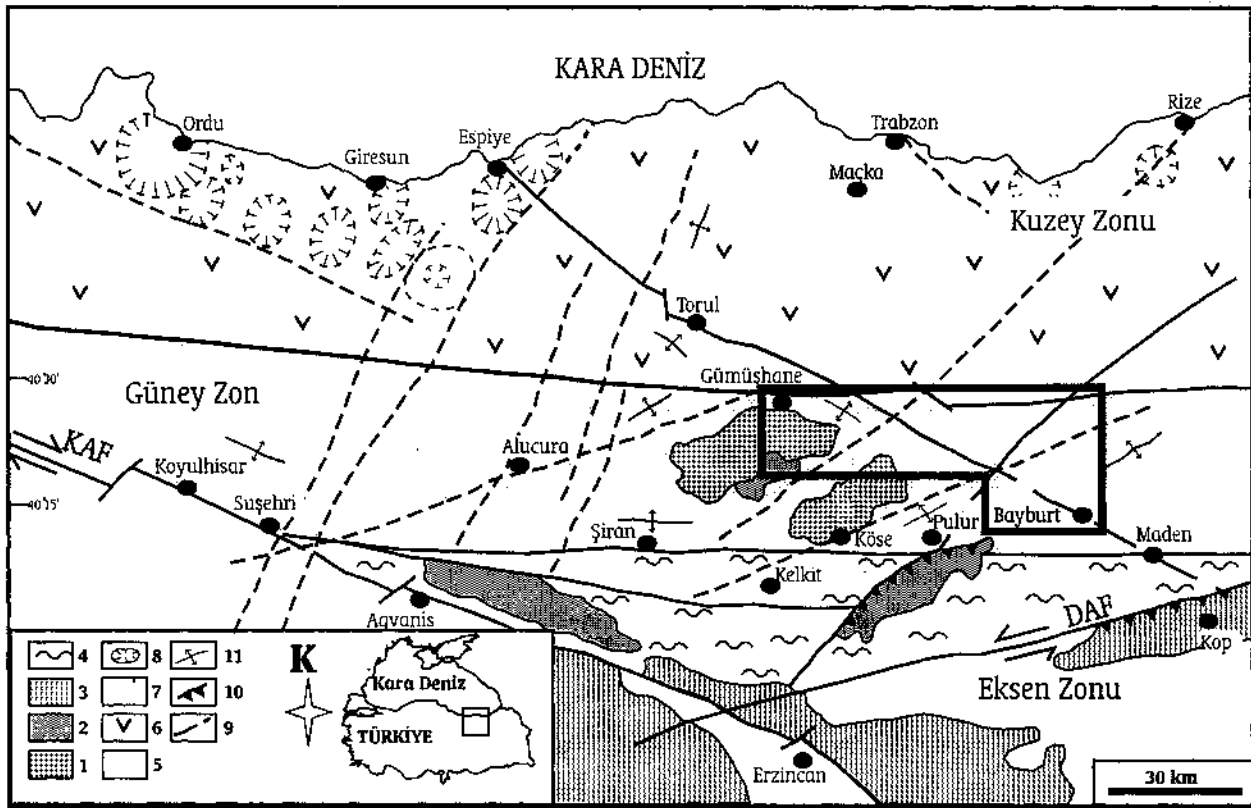
Son yıllarda gerçekleştirilen havza analizi çalışmalarında ortaya konulan yeni kavram ve modeller özellikle sığ karbonat platformlarından yamaç ve havzaya geçiş konularında yeni bakış açıları getirmiştir (Masse ve Lupetro-Sinni, 1987, Eberli, 1987; Eberli, 1988; Santantonio, 1993 ve 1994, Enos ve Stephens, 1993; Miller ve Heller, 1994; Rosales ve diğ. 1994, Ravnas ve Steel, 1998). Bu bilgiler ışığında inceleme alanı için önerilen

monoklinal fleksür (Bergougnan, 1987), transgresyon-regresyon ve epirojenik hareketlere bağlanan havza modelleri (Pelin, 1977; Açar, 1977; Eren, 1983; Özer, 1983) terk edilerek verilerin tekrar değerlendirilmesiyle çağdaş havza modelleri oluşturulmuştur (Bektaş ve diğ., 1995; Yılmaz ve Bektaş, 1995; Yılmaz ve diğ., 1996; Yılmaz, 1988a; Yılmaz ve Korkmaz, 1999). Bu bağlamda çağdaşlarından önce modern modellere çok yakın görüşler öne süren Seymen (1975)'in çalışmalarının övgüye değer olduğu aşikardır. Bu çalışmada özellikle Gümüşhane ve Bayburt yörelerinde yaygın yüzleklere sahip ve Erken Liyas'tan Geç Kretase'ye kadar kalın bir gövde oluşturan, karasal-geciş or-

tanımlarından derin deniz ortamına kadar çok farklı fasiyesi barındıran Mesozoyik havzalarının çökel ortam koşulları, geometrileri ve Alt-Üst Kretase geçişindeki fasiyes farklılıklarının gerekçeleri ve jeodinamik evrimi irdelenerek bir havza modeli önerilerek toplu bir senteze gidilecektir.

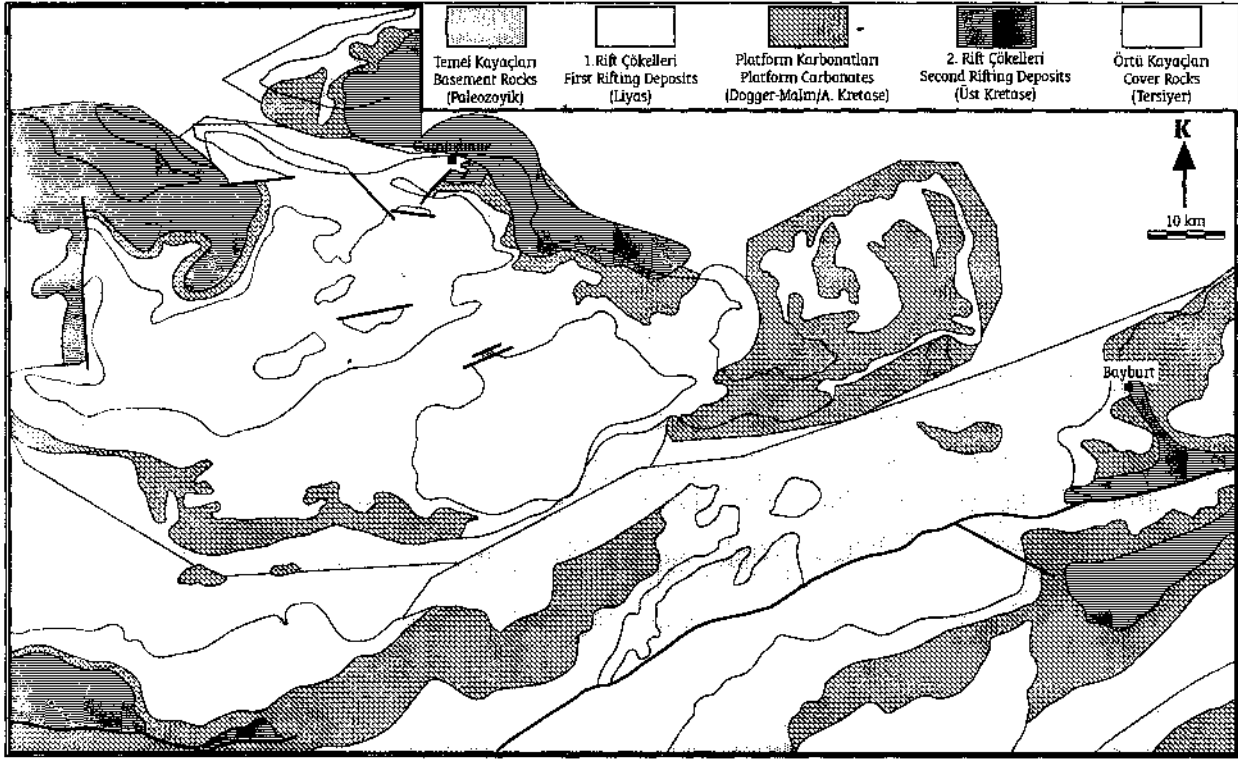
COĞRAFİK VE JEOLojİK KONUM

İnceleme alanı Kuzeydoğu Türkiye'de Gümüşhane ve Bayburt illerini de içine alan geniş bir bölgede yer alır. Batıda Mescitli-Torul yöresinden doğuda Bayburt yöresine kadar olan bölge bu çalışmanın ilgi alanında yer alır (Şek. 1 ve Şek. 2).



Şekil 1. Doğu Pontidlerin tektonik alt bölümleri (Bektaş ve Diğ., 1999) ve inceleme alanının konumu. (1. Paleozoyik granit, 2. Paleozoyik metamorfik temel, 3. Serpantinit, 4. Kretase ofiyolitik melanj, 5. Mesozoyik çökel kayalar, 6. Kretase ve Eosen yay volkanitleri, 7. Ayrılmamış Mesozoyik ve Senozoyik, 8. Kaldera ve dom, 9. Bindirme fayları, 10. Fay-tanımlanmamış-, 11. Kıvrım eksenleri, KAF: Kuzey Anadolu Fayı, DAF: Doğu Anadolu Fayı)

Figure 1. Main tectonic features and tectonic zones of the eastern Pontides (after Bektaş et al, 1999) and location of the study area. (1. Paleozoic granites, 2. Paleozoic metamorphic basement, 3. serpentinite, 4. Cretaceous ophiolitic melange, 5. Mesozoic sedimentary rocks, 6. Cretaceous and Eocene arc volcanics, 7. undifferentiated Mesozoic and Cenozoic, 8. caldera or dome, 9. thrust fault, 10. fault, 11. folds, KAF: North Anatolian Fault, DAF: East Anatolian Fault)



Şekil 2. İnceleme alanındaki tektono-stratigrafik birimlerin dağılımı (Güven, 1993 bazlı jeolojik haritadan yararlanılarak düzenlenmiştir)

Figure 2. Distribution of the tectono-stratigraphic units in the study area (Modified from geologic map of Güven, 1993)

Gedikoğlu ve diğ. (1979) Doğu Pontidlerin doğusunu, kayatürü farklılıklarına göre Kuzey Zon ve Güney Zon olarak iki kuşağa ayırmıştır. Yazarlar Karadeniz kıyı şeridine paralel olan Kuzey Zon'un Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı volkanik yaya karşılık geldiğini buna karşılık bu kuşağa paralel uzanan ve inceleme alanının da içinde yer aldığı güneydeki iç zonu ise çökel kayaçların ege-men olarak biriktikleri Güney Zon olarak tanımlamışlardır. Bu ayırım Bektaş ve diğ. (1995, 1999) tarafından bazı değişikliklere uğratılmış olmasına rağmen günümüzde bazen jeolojik bazen de coğrafik anlamda kullanılmaktadır (Şek. 1).

Gümüşhane-Bayburt yöresini kapsayan inceleme alanında yüzlek veren kayaçlar Paleozoyik'ten günümüze kadar uzanan bir süreçte şekillenmişlerdir. 1950'lerden beri pek çok farklı amaçlı araştırmacı tarafından araştırılan yöredeki kayaç birimleri farklı adlarla tanıtılmışlardır. Çoklukla formal adlama kurallarına uyulmadan yapılan bu tanıtımlar zaman zaman stratigrafik anlamda karışıklıklara

neden olmuştur. Stratigrafik olarak kurallara uyulmadan tanıtılmış olsa bile (informal) bazı birim adları güncel çalışmalarda yaygın olarak kullanılmaktadır (Berdiga Formasyonu, Kermutdere Formasyonu, Alibaba Formasyonu,... gibi).

Genel ana çizgileri itibarı ile benzer jeolojik özelliklere sahip olan Gümüşhane ve Bayburt yöreleri yersel bazı küçük farklılıklar sunar. Yakın geçmişte gerçekleştirilen çalışmalarda yersel olarak birbirine yakın alanlardaki benzer seviyeler için farklı kayastratigrafi adlamaları kullanılmıştır. Karışıklığı önlemek için, bu çalışmada benzer birimlerin tanıtımı olabildiğince tek bir adla tanımlanmış ayrıca tektono-stratigrafik ve tektono-sedimentolojik anlamlarını kazandırmaya yönelik olarak aşağıdaki gibi bir bölümlenmeye gidilmiştir (Şek. 3).

I-Temel Kayaçları

Pulur Metamorfikleri (Paleozoyik, Ketin, 1951)

Gümüşhane Graniti (Üst Paleozoyik, Yılmaz, 1972)

II-Birinci Riftleşme Çökelleri

Zimonköy Formasyonu (Liyas, Eren, 1983)

III-Platform Karbonatları

Berdiga Formasyonu (Dogger-Alt Kretase, Pelin, 1977)

IV-İkinci Riftleşme Çökelleri

1. Ahsünk Formasyonu (Alt Kretase, Özer, 1983)
2. Kuzdağ Formasyonu (Alt Kretase, Özer, 1983)
3. Keremdere Formasyonu (Üst Kretase, Tokel, 1972)

V-Örtü Kayaçları

1. Alibaba Formasyonu (Eosen, Tokel, 1972)
2. Alüvyon, Yamaç Molozu ve Travertenler (Kuvaterner)

I-Temel Kayaçları

Gümüşhane ve Bayburt yörelerindeki temel kayaçları Hersinyen temel olarak da tanıtılan (Bektaş ve diğ. 1995) Paleozoyik yaşlı Gümüşhane Graniti ve Pulur Metamorfileri'nden oluşur. Gümüşhane ve çevresinde temel kayaçlar büyük oranda granitlerden ve çok küçük alanlar kapsayan metamorfilerden oluşur. Buna karşın Bayburt ve yakın yöresinde temel kayaçları tümüyle metamorfik kayaçlardan oluşur (Şek.2 ve Şek. 3).

1-Pulur Metamorfileri: İnceleme alanı doğu ve güneyinde geniş alanlarda yüzlek veren metamorfik kayaçlar Ketin (1951) tarafından Pulur Metamorfileri olarak tanıtılmıştır. Birim Gümüşhane yöresindeki Kırıklı (Şekil 5) vadisinde Gümüşhane Graniti tarafından kesilir. Birim Gümüşhane ve Bayburt yörelerinde Zimonköy formasyonu tarafından aşınma uyumsuzluğu ile üstlenir. Berdiga Formasyonu ile olan dokanağı faylıdır.

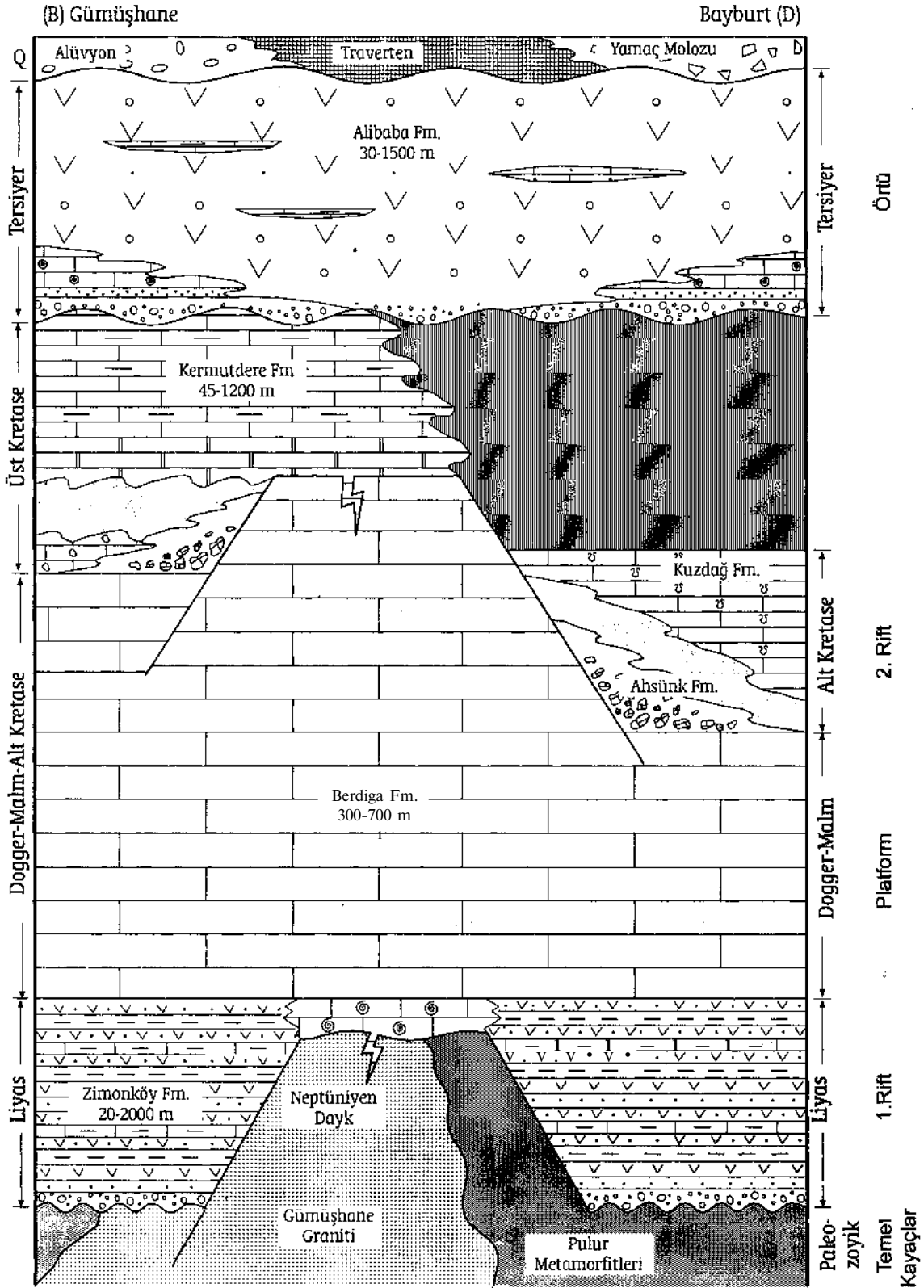
Pulur Metamorfileri, düşük dereceli metamorfik fillatlardan amfibolitlere kadar değişen türde metamorfik kayaç topluluğu içerir. Topuz (2000) bu metamorfilerin yaşlarını U-Pb, Ar-Ar ve Rb-Sr yöntemleriyle 260 ve 330 milyon yıl olarak saptamış ve iki ayrı tektono-metamorfik birimden oluştuğunu belirtmiştir.

2-Gümüşhane Graniti: İnceleme alanının batısında Gümüşhane-Mescitli, güneyde Köse Dağları ve Kelkit ile doğuda Vavuk Dağı-Hadrâk arasında geniş alanlarda yüzlek veren granitik kayaçlar topluluğu Yılmaz (1972) tarafından Gümüşhane Graniti olarak tanıtılmıştır. Birim başlıca büyük bir granit kütlesi ve bu kütlenin değişik fasiyeslerindeki (granodiyorit, kuvarslı mikrodiorit ve dazit) ürünlerinden oluşur. Çoğulu (1970) Gümüşhane Graniti'nde yaptığı jeokronolojik çalışmalarla birimin mutlak yaşını toplam kurşun yöntemiyle 298-338 Milyon yıl olarak bulmuştur.

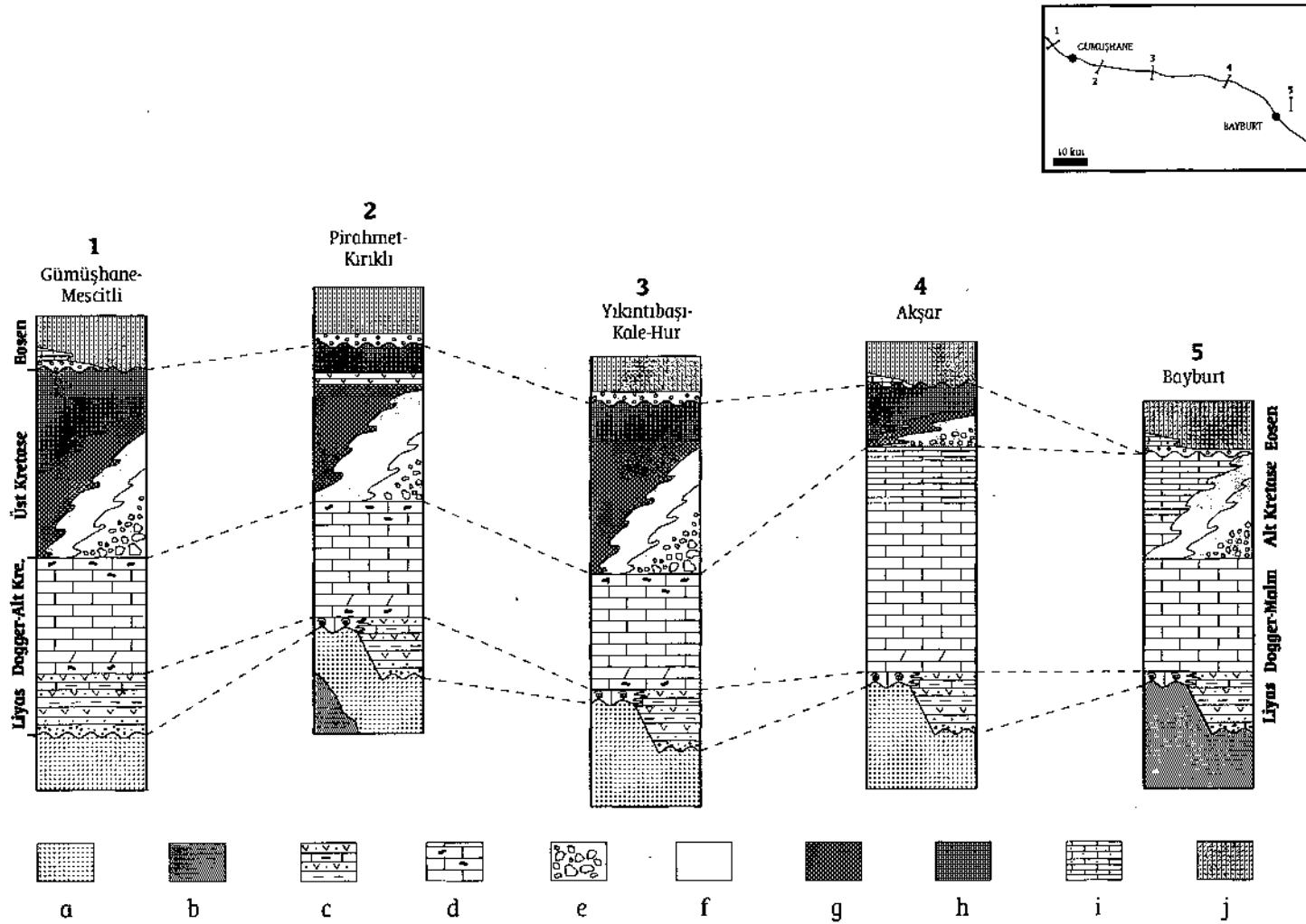
II-Birinci Rift Çökelleri

Tüm Doğu Pontidlerde Paleozoyik yaşlı Hersinyen temelin Erken Liyas'ta gerilmesiyle oluşan olaylar bütünü birinci riftleşme fazı olarak bilinir (Bektaş ve diğ. 1995, Yılmaz ve Bektaş, 1995, Yılmaz ve diğ. 1996, Yılmaz ve Korkmaz, 1996, Yılmaz, 1998a, Yılmaz ve Korkmaz, 1999). Bu olaylara bağlı olarak gelişen rift havzalarıyla ilişkili çökeller bu çalışmada birinci rift çökelleri olarak tanıtılmıştır (Şek. 4,5 ve 6).

Zimonköy Formasyonu: Birimin adı Gümüşhane ve yakın yöresinde geniş alanlarda yüzlek veren volkano-tortul kayaçlar için Eren (1983) tarafından Zimonköy Formasyonu olarak tanıtılmıştır. Bu fasiyesteki birim için yersel olarak farklı adlar kullanılmışsa bile (Karatepe Formasyonu, Seymen, 1975; Telmeyaylası Formasyonu, Yüksel, 1976; Hacıören Formasyonu, Pelin, 1977; Hamurkesen Formasyonu, Ağar, 1977; Balkaynak formasyonu, Kesgin, 1983) Zimonköy Formasyonu adı özellikle doğu PontidMerde bu çökeller üzerinde çalışanlar tarafından büyük kabul görmüştür.



Şekil 3. İnceleme alanındaki kayaçların genel stratigrafik konumları
 Figure 3. General stratigraphic setting of the rocks in the study area



Şekil 4. Gümüşhane yöresinde batıdan doğuya doğru kayaç dağılımları ve genel konumları (a. Granit, b.metamorfik kayaç, c. Volkano-tortul çö-keller, d. Platform karbonatları, e. monojenik breş, f. Kalsitürbidit, g. Pelajik kireçtaşı, h. Kireçtaşı-marn, i. nummulitli kumlu kireçtaşı, j. volkano-tortul kayaçlar

Figure 4. Distribution of the rocks in the study area from west to east (a. Metamorphic rocks, b. Granite, c.Volkano-sedimentary roks, d.platform carbonates, e. monogenic breccias, f. Calciturbidites, g. Pelagic limestone, h. Limestone-marn, i. Nummulithic sandy limestone, j. Volcano-sedimentary rocks)

Birim inceleme alanında yüzeylendiği alanlarda Gümüşhane Graniti ve Pulur Metamorfitlerini aşınma uyumsuzluğu ile üstler (Şek. 4). Üstten tedrici olarak Berdiga Formasyonu'na geçer. Bu dokanaktaki geçiş Zimonköy formasyonu'nun üst seviyelerini oluşturan kumlu kireçtaşlarının Berdiga Formasyonu'nun ait seviyelerini oluşturan ooidli kireçtaşlarına tedrici geçiş şeklindedir (Lv. 1/2-3) Birim inceleme alanının batısında Mes-citli yöresinde, Gümüşhane doğusunda, Kale güneyinde, Bayburt güney ve doğusunda geniş alanlarda yüzlek verir (Şek. 2, 5 ve 6). Birimin kalınlığı kısa mesafelerde çok büyük farklılıklar sunar. Kale güneyindeki Hur vadisinde 20 metre, Kuşakkaya'da 130 metre, Zimonköy civarında 2000 metre, Bayburt yöresinde 400 metre kalınlık sunar. Birimin sunduğu bu kalınlık farklılıkları ve hızlı fasiyes değişimleri, paleotopoğrafya ve çökellemeyle eş yaşlı tektonik hareketler tarafından sonuçlanmıştır.

Zimonköy Formasyonu birbiriyle yanal, geçiş gösteren ve kısa mesafelerde kalınlık farkları sunan andezit, diyabaz, bazalt, aglomera, tuf ve tüffitlerden oluşan volkanik ara seviyeler içeren yersel çakıltaşı, dereceli kumtaşı, marn, kiltası ve kumlu kireçtaşları ile, ammonitiko rosso fasiyesinde gelişmiş bol ammonit, belemnit, brachiopoda, ekinid, pelecypoda, mercan ve süngerlerden oluşan kırmızı renkli ve yumrulu kireçtaşlarından oluşur (Lv.1/1-2).

Gümüşhane Graniti üzerine direkt olarak oturan Hur vadisinde (Lv.1/1), metamorfik kayalar üzerine ince bir kırıntılı seviye ile gelen Kırıklı yöresinde, Bayburt Kızıltepe ve Uluçayır yörelerinde küçük yüzlekler halinde izlenen kırmızı renkli ve bol fosilli kireçtaşları, kondanse istif özelliği taşır ve 20-45 metre kalınlık sunarlar. Zimonköy Formasyonu'na ait kırmızı renkli kireçtaşlarının Gümüşhane Graniti'ni üstlediği Hur vadisinde, granitler içinde neptüniyen dayklar gelişmiştir. Açıklıkları değişken olan bu dayklar birkaç cm'den 20 m'ye ulaşan derinlik (izlenebilen derinlik) gösterirler ve içleri Liyas yaşlı çökellerle doldurulmuştur. Ammonitiko rosso fasiyesinde gelişen kırmızı renkli ve yumrulu kireçtaşları kendi içinde yersel farklılıklar gösterir. Bayburt kuzeyindeki Kızıltepe

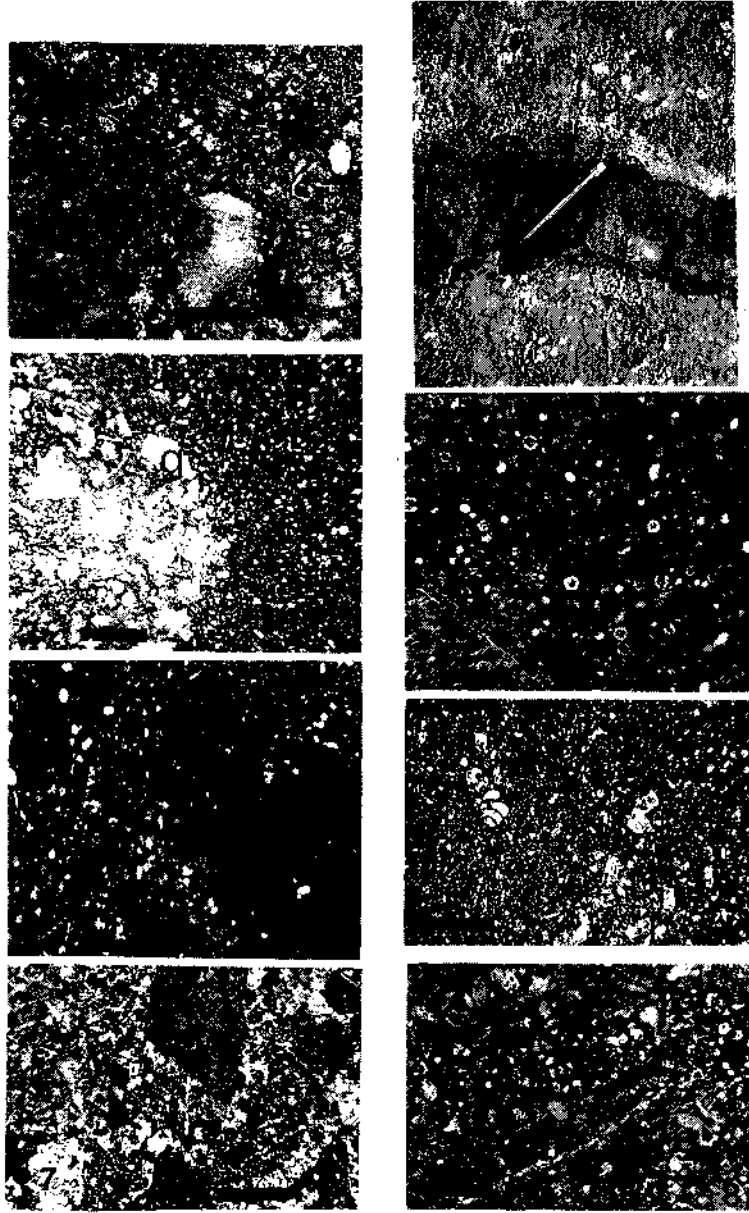
yöresinde bol ammonit, pelecypod ve pelajik filamentler içerirken, Bayburt doğusunda daha çok ekinid ve krinoidli seviyelerden oluşur. Başlıca dereceli kumtaşı, miltası, kiltası, kumlu kireçtaşı, marn ve killi kireçtaşları çoklukla beraber izlenirler ve türbiditik özellik sunarlar. Bu fasiyes yer yer andezit ve bazaltik lav ve bunların piroklastik ürünlerinden oluşan kayaları ara seviye olarak barındırır. Bayburt doğusunda ve Kırıklı vadisinde çökel istif içinde yer yer 1 metre kalınlığa ulaşan turba özelliğinde kömür oluşukları yer alır. İnceleme alanı dışındaki Kelkit yöresinde işletilebilir kalın linyit seviyeleri bulunmaktadır (Yılmaz, 1992; Mann ve diğ., 1997). Bu farklılık Erken Liyas birikim havzasının farklı koşullara sahip alt ortamlarının varlığını ve kömür oluşumu için optimum koşulların (gömülme derinliği, basınç, ısı) havzanın her yerinde gelişmediğini gösterir.

Özellikle türbiditik karakterli istife gerek katman kalınlığında ve gerekse tane boyunda üste doğru belirgin bir incelmeye görülür. Birimin içerdiği mikro ve makro faunaya dayandırılarak Liyas yaşlı benimsenmiştir (Eren, 1983, Alkaya, 1992, Alkaya, 1983, Taşlı, 1984, Taşlı, 1990, Kırmacı, 1992, Yılmaz, 1995, Kırmacı, 1998a). Bayburt yöresinde yüzeylenen Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu tüm Doğu Pontid Güney Zonu'ndaki Liyas yaşlı birimlerle birebir deneştirilebilir özellikler taşır.

Zimonköy Formasyonunun yayılım, kalınlık ile çökel yapı-doku özellikleri birimin tipik bir rift havzasında biriktiğinin kanıtlarını taşır (Yılmaz 1995).

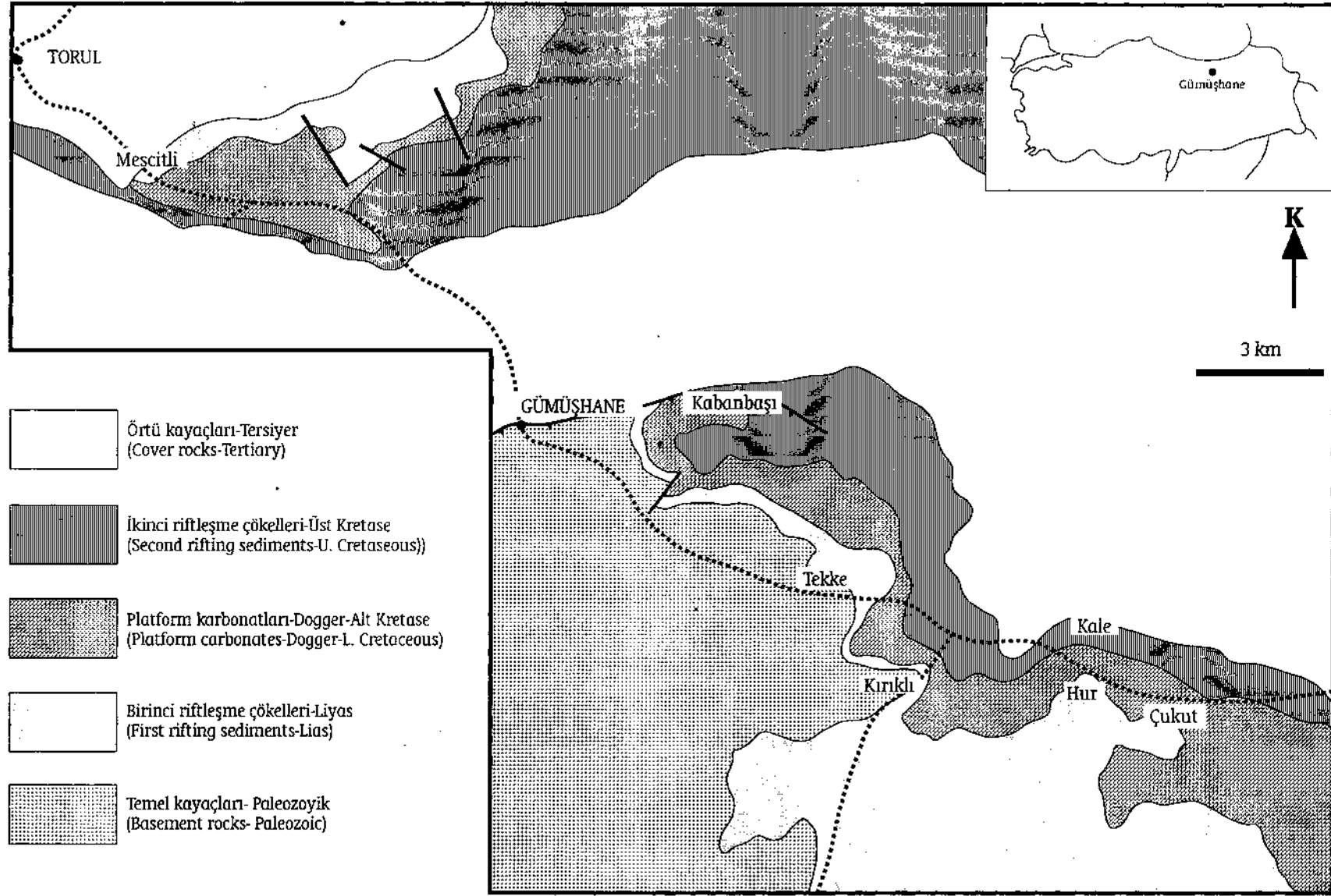
III-Platform Karbonatları

Tüm doğu Pontidlerde olduğu gibi inceleme alanında da geniş yüzleklere sahip bol fosilli, sığ denizel kireçtaşları, dolomitler ve dolomitik kireçtaşları tipik bir karbonat platformu ürünüdürler (Şek. 2, Şek.3). Doğu Pontid karbonat platformu (Yılmaz ve Bektaş, 1995; Yılmaz, 1997; Yılmaz, 1998a) olarak bilinen bu yapı Erken Liyas'a etkin olan birinci riftleşme fazı ile Bayburt yöresinde Geç Malm Gümüşhane yöresinde Orta Kretase'de etkin olan ikinci riftleşme fazı arasındaki sakin tektonik dönemde gelişmiştir.



Levha 1. 1: Gümüşhane Graniti (a) ile Zimonköy Formasyonu içinde yer alan Ammonitiko Rosso Fasiyesinde gelişmiş kırmızı renkli ve bol fosilli kireçtaşları (b) dokanağının Hur vadisindeki (Gümüşhane) konumu. İki birim dokanağında herhangi bir kırıntılı seviye yoktur. Bu olgu Hur vadisindeki granitlerin Liyas sürecinde kıydan uzak bir ortamda ve denizaltı yükseltisi (horst) konumunda olduğunu kanıtlar. 2-3: Zimonköy Formasyonu (2) ile Berdiga Formasyonu (3) geçiş fasiyeslerini oluşturan bol volkanik katkılı kırıntılı-karbonatlı kayaçlar ile kumlu ooidli tanetaşları. 4-6: platform karbonatlarında izlenen altfasiyesler; yüksek enerjili karbonat düzlüğünde birikmiş biyoklastik tanetaşı (4), düşük enerjili lagünde birikmiş gastropod ve miliolidli istiftaşı (5), ilksel dokunun kısmen tanınabildiği dolomitik kireçtaşı (6), 7: monojenik breşlerde izlenen tümüyle organik bileşenli tanetaşı, 8: Mescitli (Gümüşhane) yöresinde yersel olarak izlenen yumrulu-toplu kireçtaşları. (çizgi ölçek: 0.5 mm)

Plate L 1: Contact of the Gümüşhane Granite (a) and nodular, red limestone wich developed ammonitico rosso fades Zimonköy Formation (b), 2-3: transition of the Zimonköy and Berdiga formations, 4-6: sub-facies in the platform carbonates; bioclastik grainstone (4), gastropod-miliolid packstone (5) and dolomitte limestone (6), 7: bioclastic grainstone in the monogenic breccias, 8: nodular limestone in the Mescitli area (scale is 0.5 mm)



Şekil 5. Gümüşhane ve yakın yöresindeki rift, platform, yamaç ve havza çökellerinin dağılımları

Figure 5. Distribution of the rift related sediments, platform carbonates, slope and basin sediments in the Gümüşhane region

Berdiga Formasyonu: Tüm doğu Pontidlerde yaygın olarak yüzeyleyen sığ denizel kireçtaşları değişik araştırmacılar tarafından farklı adlarla tanıtılmış (Ferhatkaya Fm., Alp, 1972; Hankırtepe Fm., Seymen, 1975; Çalıktaş Fm., Yüksel, 1976; Hozbirikyayla Fm., Açar, 1977; Danzot Fm., Kesgin, 1983; Ardıçlıgüney Fm., Özer, 1983) ancak Pelin (1977) tarafından Berdiga dağına atfen verilen Berdiga Formasyonu adı yer bilimciler arasında yaygın olarak kullanılmaktadır.

Berdiga Formasyonu inceleme alanının batısında ve Bayburt yakın yöresi ile güneydoğusunda geniş alanlarda yüzlek verir (Şek. 2, 5 ve 6). Başlıca gri-bej renklerde izlenen birim röliyefli sırt ve tepeleri oluşturur. Alttan Zimonköy Formasyonunu uyumlu olarak üstler. Geçiş seviyesinde yer alan kumlu kireçtaşları Berdiga Formasyonuna ait kumlu ve oolitik kireçtaşlarına geçer (Lv. 1/2-3). Üstten Kermutdere Formasyonu ile olan dokanağı sedimantasyonla eş yaşlı bir tektonik süreksizlikle belirlenir.

Tümüyle karbonatlı kayalardan oluşan birim homojen bir yapı sunar ve Kuşakkaya'da 350 metre Hur vadisinde 700 metre ve Bayburt yöresinde 375 metre kalınlık gösterir. Berdiga Formasyonu genel olarak gri bej renkli, kalın, yer yer masif katmanlı, ender makro fosil içeriğine karşın zengin mikro fosil (özellikle küçük bentik foraminifer) içeren, üst seviyeleri çört yumru ve bantlı ve tabandan tavana karbonatlı fasiyeste gelişmiş özelliklere sahiptir. Bununla birlikte ideal bir karbonat platformunda izlenen yaygın mikrofasiyes tiplerinin tümü izlenebilir özelliktedir.

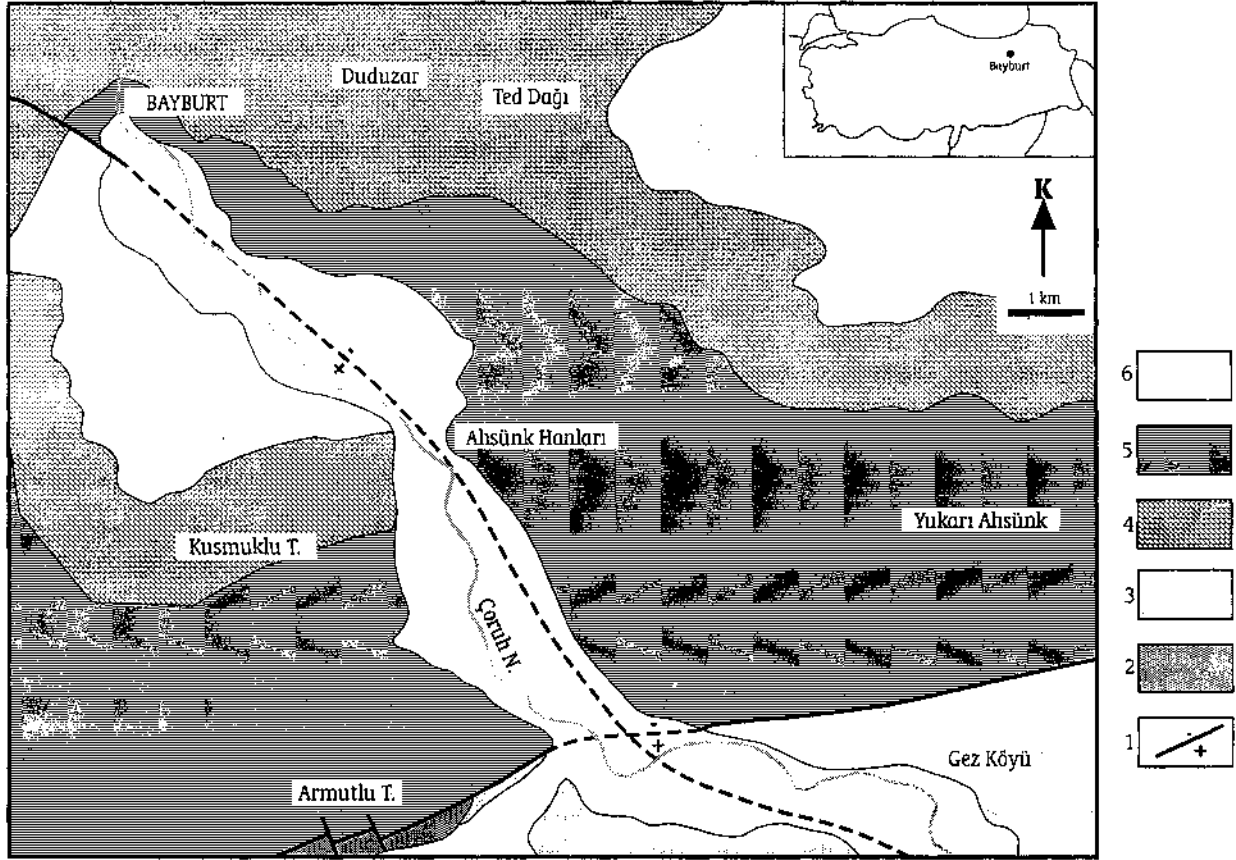
Birim tabanda terrijen bileşenlerini kuvars ve feldspat parçalarının oluşturduğu bol ooidli tanetaşları ile belirgindir (Lv. 1/3). Üste doğru kırıntılı bileşen ve ooidlerin sona ermesiyle tanetaş altfasiyesi yerini bol bentik foraminiferli tanetaş/istiftaş alt fasiyesine bırakır. Bu altfasiyes aralıklı olarak istifin sonuna kadar devam eder. Ara seviyeler miliolid-ostrocod-valvulinid-gastropod (Lv.1/5) gibi sınırlı fauna içeren ve lagün ortamını yansıtan vaketaşları ve dolomitik kireçtaşla-

rından oluşur (Lv. 1/3-6). Dolomitik seviyeler yersel olarak bazı farklılıklar sunar. Bazılarında dolomitleşme derecesi az olup saçınımlar şeklinde gelişmişken (Lv.1/6) bazı seviyelerde dolomitleşme oldukça yaygın olup ilksel doku kısmen tanınabilmektedir. Bazı seviyeler ise tümüyle dolomitleşmiş olup ilksel doku tanınamaz haldedir. Mescitli yöresinde tabanda yer alan dolomitik kireçtaşları yersel ara katman konumunda iken Kabanbaşı-Kuşakkaya'daki istifte oldukça kalın bir gövde oluştururlar. Hur vadisinde ise dolomit tipleri değişik olup ara seviyeler halinde izlenir.

Birimin yaşı içerdiği fosil topluluğuna dayandırılarak Gümüşhane yöresinde Dogger-Albiyen, Bayburt ve yakın yöresinde ise Dogger-Malm olarak belirlenmiştir (Eren, 1983, Kesgin, 1983, Taşlı, 1990, Kırmacı, 1992, Yılmaz, 1993a, Yılmaz ve diğ., 1996, Kırmacı, 1988a, Kırmacı, 1988b, Yılmaz, 1988a) . Birimin çökel yapı-doku, fosil içeriği, yayılım ve dağılım özellikleri Berdiga Formasyonunun sığ denizel koşullarda ve karbonat platformu üzerinde biriktiğini kanıtlar.

IV-İkinci Riftleşme Çökelleri

Gümüşhane ve Bayburt yörelerinde platform karbonatları farklı zaman aralıklarında birikmiştir. Bu olgu ilerdeki bölümlerde de tartışılacağı gibi platformun gelişimini sağlayan duraylı tektonik koşulların doğudan (Bayburt) batıya doğru göçü ile sağlanmış olmalıdır. Bir başka deyişle Bayburt yöresinde Malm sonunda duraylı tektonik koşullar yerini genişlemeli tektonik koşullara bırakırken batıda (Gümüşhane yöresinde) duraylı tektonik koşullar Albiyen sonuna kadar sürmüştür (Şek.2-6). Her iki yörede de benzer fasiyeslerde ancak farklı zamanlarda biriken çökeller farklı adlarla tanıtılan kayastratigrafi birimleri olarak anlatılacaktır. Her iki yörede de platform koşullarının sona erdiğinin kayıtlarını içeren çökel toplulukları çökel prizmalar şeklinde gelişmiştir. Bu birikimler Bayburt yöresinde altta Ahsünk Formasyonu, üstte ise Kuzdağ Formasyonu olarak, Gümüşhane yöresinde ise Kermutdere Formasyonu olarak tanıtılacaktır (Şek. 3).



Şekil 6. Bayburt ve yakın yöresindeki rift, platform, yamaç ve havza çökellerinin dağılımları (1.fay, 2. Yemel kayalar, 3. Birinci rifleşme çökelleri-Zimonköy Formasyonu, 4. Platform karbonatları-Berdiga Formasyonu, 5. İkinci rifleşme çökelleri-Ahsünk ve Kuzdağ Formasyonları, 6.Alüvyon, Özer (1983)'in jeolojik haritası baz olarak kullanılmıştır)

Figure 6, Distribution of the rift related sediments, platform carbonates, slope and basin sediments in the Bayburt region (1. fault, 2. First rifting phase and related sediments-Zimonköy Fm., 3. Platform carbonates-Berdiga Fm., 4. Second rifting phase and related sediments-Ahsünk and Kuzdağ Fm., 5. Second rifting phase and related sediments-Ahsünk and Kuzdağ Fm., 6. Alluvium, Modified from geologic map of Özer, 1983)

1-Kermutdere Formasyonu: Birimin adı Tokel (1972) tarafından Gümüşhane ve yakın yöresinde tanımlanmıştır. İnceleme alanında Mescitli, Kuşakkaya, Kabanbaşı, Pirahmet ve Kale güney ve doğu yörelerinde yaygın yüzlekler oluşturur (Şek. 2, Şek.4, Şek. 5).

Altta Berdiga Formasyonu ile olan dokanağı tektonik süreksizlikle belirgindir. Üstten ise aşınma uyumsuzluğu ile Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu tarafından üstlenir (Şek.3). Yanal ve düşey olarak fasiyes ve kalınlık değişimlerinin sık olarak izlendiği birim Kale yöresindeki Kilop mevkiinde 20 metre kalınlık göstermesine karşın hemen doğu ve kuzeyinde 1200 metreye varan kalınlıklar sunar.

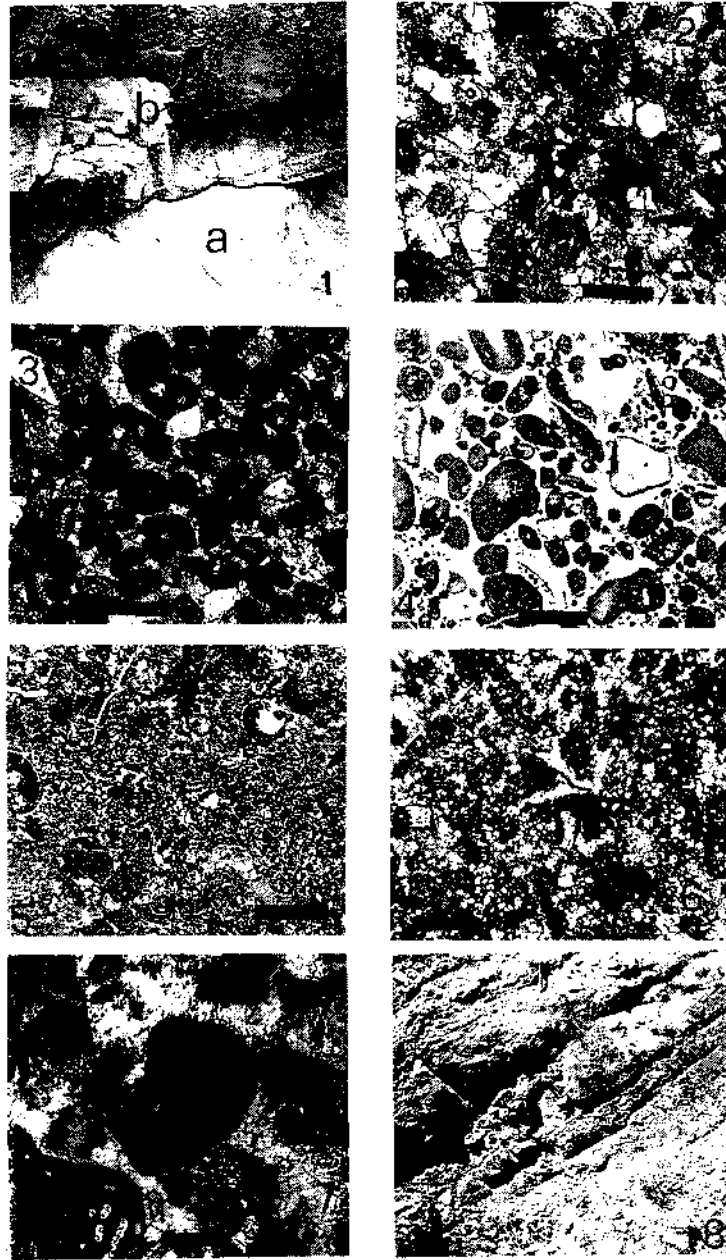
Birim genel olarak birbirleriyle yanal ve düşey olarak geçişli olan tümüyle Berdiga Formasyonu'ndan türemiş monojenik breş, sarı renkli kumlu kireçtaşı, yersel yumrulu-toplu kireçtaşı (Lv.1/8), bol pelajik fosilli kırmızı renkli kireçtaşı ve kireçtaşı-marn ardışımından oluşur (Şek. 3).

Kermutdere Formasyonunun tabanında yer alan ve yanal devamlılıkları olmayan masif katmanlı, düşük oranda ince kum-çamur matriks içeren monojenik breşler yanal ve dikey olarak belirgin bir derecelenmeye sahip olup tedrici olarak orta-kalın katmanlı, kireç çimentolu, bentik ve pelajik fosil topluluğunu bir arada içeren (Lv.2/1, 6, 8), saç renkli kumlu kireçtaşlarına geçer. Monojenik breş-

GÜMÜŞHANE-BAYBURT YÖRESİNDEKİ MESOZOYİK HAVZALARININ TEKTONO-SEDİMANTOLOJİK KAYITLARI VE KONTROL ETKENLERİ

lere oranla yayılımları daha geniş olan sarı renkli kumlu kireçtaşları da tıpkı breşler gibi derecelenme

gösterirler ve yer yer ince silttası ve marn ara seviyeleri içerir.



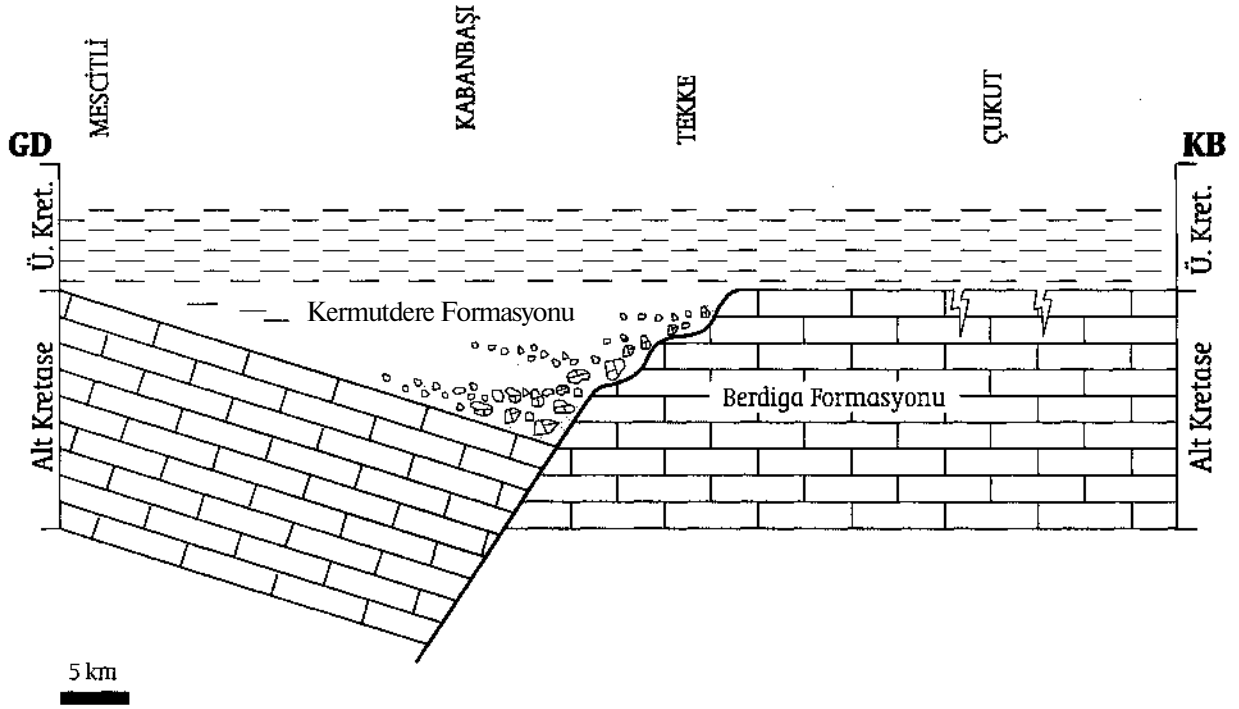
Levha 2. Kalsitürbiditlerdeki tane boyu değişimi (1, 7), sığ ve derin deniz fosillerinin birlikteliği (6, 8), mikrotürbiditik yapılar (3, 5), pelajik kireçtaşı (4) ve neptüniyen daykın görünümü (2). Kalsitürbiditlerdeki tane boyu monejenik breşlerden itibaren yanıl ve dikey olarak inceler. Kırıntıların tümü platform karbonatlarından (Berdiga Formasyonu) türemiştir (1 ve 7). Bu seviyelerde valvulin ve globotruncanid formlar bir arada izlenir (1, 6, 8; g: Globotruncana sp., v: Valvulina sp.) Gümüşhane yöresinde bol globotruncana (3) ve Bayburt yöresinde bol tintinid içeren (5) kalsitürbiditler yoğun olarak mikrotürbiditik yapılar içerir (c: tintinid). Kale güneyindeki Kilop mevkiinde Berdiga Formasyonu'nu üstleyen pelajik kireçtaşları gerilmelerin oluşturdukları çatlakları doldurarak neptüniyen daykların oluşumunu sonuçlamışlardır (2; b: Berdiga Formasyonu, k: Kermutdere Formasyonu). (Çizgi ölçek: 0.5 mm)

Plate 2. Grain size variability of the calciturbidites (1, 7), coexistence of deep and shallow marine fossils (6, 8), microturbiditic structures (3, 5), pelagic limestone (4), neptunian dyke (2). (scale bar: 0.5 mm)

Kalsitürbidit olarak değerlendirilen bu seviyelerde mikrotürbiditik yapılar yaygın olarak izlenir (Lv.2/3). Bunların üzerine gelen kırmızı renkli, ince-orta katmanlı, plaket kireçtaşları bol pelajik foraminifer (*Globotruncana* sp.) ve radyolaryaya içerir ve kondanse istif özelliği sunar. Kale güneyindeki Kilop Mevkiinde bu seviye direkt olarak Berdiga Formasyonu üzerine oturur. Bu alanda birkaç cm ile onlarca metre uzunluğa ve yine birkaç cm-birkaç metrelik genişliğe sahip olan ve içleri Üst Kretase yaşlı pelajik kireçtaşları ile doldurulmuş olan neptüniyen dayklar gelişmiştir. (Lv.2/2).

Bunların üzerine gelen ince-orta katmanlı ve pelajik fosilli kireçtaşı-marn ardışımı türbiditik özellikler taşır.

Birimin yaşı içerdiği pelajik fosil topluluğuna dayandırılarak Üst Kretase olarak belirlenmiştir (Eren, 1983, Taşlı, 1990, Yılmaz, 1993a, Yılmaz, 1997). Birim Orta Kretase'de Gümüşhane ve çevresinde tektonik rejimdeki değişikliğe bağlı olarak platformun normal faylarla parçalanması sonucu derinleşen bir ortamda çökel prizma geometrisinde birikmiştir (Şek.7, Yılmaz, 1977, Yılmaz, 1998b).



Şekil 7. Gümüşhane batısındaki Mescitli yöresinden Kale-Çukut yöresine kadar olan alanlardan elde edilen çökel kayıtlara göre çizilmiş Albo-Senomaniyen (Orta Kretase) havza modeli

Figure 7. Basin model of the Gümüşhane region during Middle Cretaceous

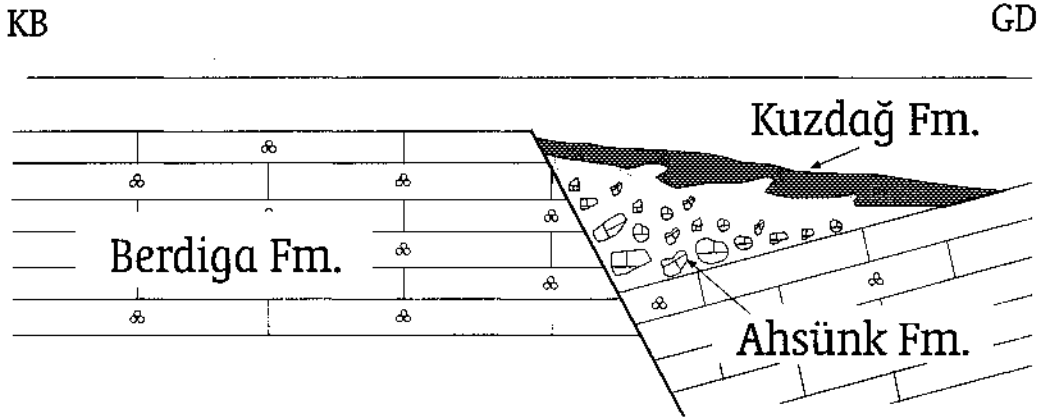
2-Ahsünk Formasyonu: Birimin adı Bayburt ve yakın yöresinde Özer (1983) tarafından verilmiştir. Ahsünk Formasyonu Bayburt doğu ve güneyinde yüzlek verir (Şek. 6). Başlıca kırıntılı ve karbonatlardan oluşan birim 250 metre kalınlık sunar. Birimin alttan Berdiga Formasyonu ile olan dokanağı tektonik süreksizlikle belirgindir, üstten tedrici olarak Kuzdağ Formasyonuna geçiş gösterir.

Birim başlıca yersel olarak izlenen ve kırıntılarını tümüyle Berdiga Formasyonundan alan monojenik breş ve kumtaşı-kireçtaşı-marn ardışımından oluşur. Monojenik breşlerin en iyi gözlemlendiği yer Bayburt şehir merkezinde yer alan Bayburt Kalesi ve yakın yöresidir. Burada yüzlek veren breşler uzaktan masif görümlü kireçtaşı intibağı verirler. Ancak yakından incelendiğinde

tümüyle köşeli kireçtaşı kırıntılarının çok düşük orandaki siltli-kumlu bir matriksle bağlandığı görülür. Bu seviyeler üste doğru tane küçülmesiyle ayırtmandır. Yanal ve düşey olarak üste doğru giderek incelen kumtaşı-kireçtaşı-marn ardışımından oluşan seviyelere geçiş gösteren breşik kayaçların incelen taneli seviyeleri mikroskopta çok yoğun organizma kırıntılarında olduğu görülür (Lv. 1/II). Kumtaşı-kumlu kireçtaşı-kireçtaşı-marn ardışımı bazı seviyelerde bol tintinid ve radyolarya içeren vaketası özelliği sunar (Lv.2/4,5). Bu sevi-

yelerde yer yer mikroskopik boyutta tane dizilimleri ve derecelenme yapıları izlenir (Lv.2/5).

Birimin yaşı içerdiği mikrofosillere dayandırılarak Alt Kretase olarak verilmiştir (Özer, 1983, Yılmaz, 1996b). Ahsünk Formasyonu çökel içeriği, çökel tiplerinin yayılımı ve fosil topluluğu birimin giderek derinleşen ve fay kontrollü bir havzada biriktiğini gösterir (Şek.8). Birim Doğu Pontid Güney Zonu'ndaki Kermutdere Formasyonu'nun alt seviyeleri ile litolojik anlamda denestirilebilir özellikler taşır.



Şekil. 8. Bayburt yakın yöresinden elde edilen çökel kayıtlara göre çizilmiş Geç Malm havza modeli
Figure 8. Basin model of the Bayburt region during Late Malm

3-Kuzdağ Formasyonu: Birimin adı Bayburt yöresinde Özer (1983) tarafından verilmiştir. Özellikle Bayburt doğu yöresinde ve Kop dağı batısında geniş alanlarda yüzlek verir (Şek. 2, Şek.6). Gri-bej renklerle tanınan birimin kalınlığı 800 metreye ulaşır. Kuzdağ Formasyonu alttan Ahsünk Formasyonu'nu uyumlu olarak üstler. Bu dokanakta tedrici geçiş izlenir. Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üstlenir.

Birim başlıca ince-orta katmanlı gri-bej renkli yer yer makroskopik ölçekte kayma-akma (slump) yapıları içeren plaket kireçtaşlarından oluşur. Birimin alt ve orta seviyeleri bol alarak tintinid ve bunun yanında daha az olmak üzere radyolarya içerir (Lv.2/4). Çoklukla vaketası nadiren istiftaşı dokusu izlenir. Birim içerdiği fosil topluluğuna göre Alt Kretase olarak yaşlandırılmıştır (Burşuk, 1975; Özer,1983; Yılmaz, 1996b; Yılmaz, 1997). Kuzdağ

Formasyonu'nun çökel yapı-doku özellikleri ile dağılımı ve fosil topluluğu göz önüne alındığında sakin derin denizel ortam koşullarında biriktiği söylenebilir (Şek.9).

V-Örtü Kayaçları

İnceleme alanında geniş yüzlekler oluşturan Alibaba Formasyonu ile Akarsu vadilerinde biriken Alüvyonlar ve yersel olarak izlenen taraça, traverten ve yamaç molozları örtü kayaçlarını oluşturur (Şek.3-4).

1-Alibaba Formasyonu: Birimin adı Tokel (1972) tarafından Gümüşhane ve yakın yöresinde tanımlanmıştır. Gerek stratigrafik konumundan ve gerekse kayaç türünden kaynaklanan özellikleri nedeniyle incelenen alanında geniş yayılma sahip birimdir. Çoklukla inceleme alanının kuzeyinde

yüzlek verir. Alttan Kermutdere Formasyonu'nu uyumsuz olarak üstler. Derin erozyona uğramış bölgelerde Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonunun aşınma yüzeyine oturur (Bayburt yöresi). Kalınlığı 70-1500 metre arasında değişir. Birim başlıca tabanında yersel kumlu ve nummulitli kireçtaşları bulunduran kalın bir volkano tortul gövde ile tanınır (Şek. 2-6). Tabanda yer alan konglomera seviyesi büyük oranda Berdiga Formasyonundan türemiş çakıllardan oluşmuştur. Birimin yaşı içerdiği nummulitlere dayandırılarak Eosen olarak belirlenmiştir (Eren, 1983; Özer, 1983). Birim küçük çökeltme ortamlarında ve yoğun bir volkanik etkinliğin de eşlik etmesiyle sığ deniz ve karasal ortamlarda birikmiştir.

2-Travertenler, Taraça, Alüvyonlar ve Yamaç Molozları: Gümüşhane yöresinde Tekkeköy civarındaki travertenler, Harşit ve Çoruh vadileri boyunca alüvyonlar ve taraçalar ile eğimli yamaçlarda biriken yamaç molozları yörenin en genç kayaçlarıdır.

MESOZOYİK ÇÖKELLERİNİN ORTAM VE BİRİKİM KOŞULLARI İLE HAVZA KONTROL ETKENLERİ

Gümüşhane ve Bayburt yöresinde farklı çökel fasiyesleri barındıran ve oldukça kalın bir gövde oluşturan Mesozoyik çökel istifli başlıca şu parametreler tarafından kontrol edilerek şekillendirilmiştir (Şek.9):

-Erken Liyas'ta etkin olan gerilmeli tektonik hareketlere bağlı olarak gelişen birinci riftleşme olayları,

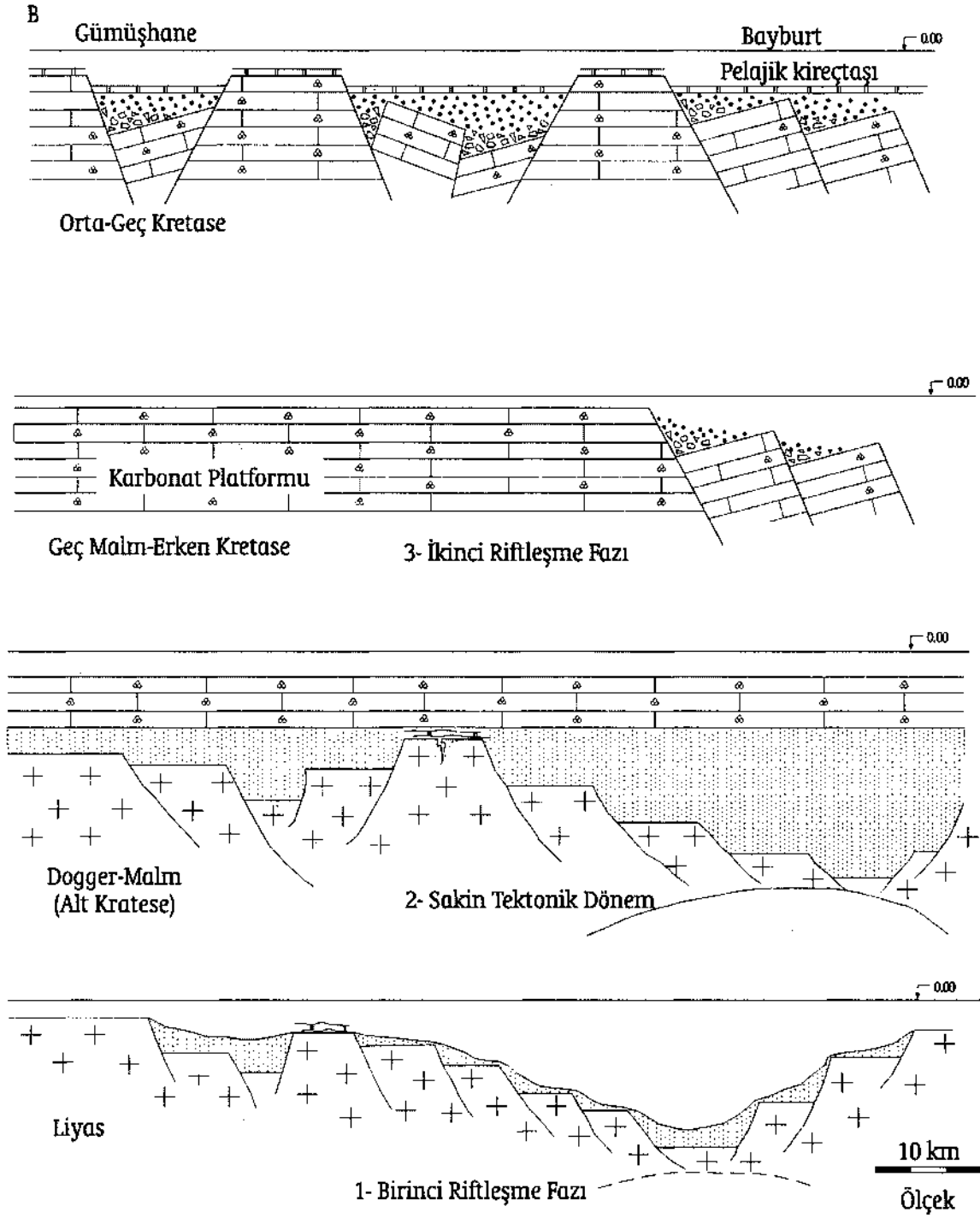
-tüm yörede Dogger'de başlayan olan ve Bayburt yöresinde Geç Malm, Gümüşhane yöresinde Albiyen'de sona eren ve karbonat platformunun oluşumunu sonuçlayan sakin tektonik koşullar,

- Bayburt yöresinde Geç Malm, Gümüşhane yöresinde Albiyen'de sakin tektonik koşullar sona erdiren ve platformun parçalanmasını sağlayarak çökeltme ortamına derinlik kazandıran ikinci riftleşme olayları.

Tüm Doğu Pontidlerde Erken Liyas'ta genişlemeli tektonik hareketlere bağlı olarak Hersinyen temelini; riftleşmesiyle Mesozoyik sürecinin ilk denizel çekellerinin birikimi ve Liyas havzalarının jeodinamik özellikleri değişik araştırmacılar tarafından detayları ile sergilenmiştir (Saner, 1980; Görür ve Diğ., 1983; Eren, 1983; Özer, 1983; Taşlı, 1984; Yılmaz, 1984; Bektaş ve Diğ., 1984; Bektaş, 1986; Bergougnan, 1987; Yılmaz, 1993a; Yılmaz, 1993b, Yılmaz ve Bektaş, 1995; Yılmaz, 1995; Yılmaz, 1996b; Yılmaz ve diğ., 1996; Bektaş ve Çapkinoğlu, 1997; Yılmaz ve Korkmaz, 1999).

Gümüşhane ve Bayburt yöresindeki Mesozoyik çökelleri, birkaç yersel farklılık dışında benzer özellikler taşır. Genel olarak bakıldığında Erken Liyas'tan Geç Kretase'ye kadar olan süreç boyunca genişlemeli ve sakin tektonik koşulların birbirini takip ettiği ve bu dönemlerde etkin olan paleocoğrafik koşulların Mesozoyik yaşlı çökel istifi şekillendirdiği görülür. Bu olgunun çökel, yapısal ve paleontolojik kayıtları Zimonköy, Berdiga, Ahsünk, Kuzdağ ve Kermutdere formasyonlarında saklıdır.

Gümüşhane yöresi ile Bayburt yöresinde yüzlek veren Liyas yaşlı Zimonköy formasyonu her iki yörede de birbirine benzer özellikler taşır. Her iki yörede de Ammonitiko rosso fasiyesinde gelişmiş olan bol ammonit, pelecypod, ekinid, belemnit, mercan, crinoid, brachiopod ve süngerli kireçtaşları kondanse karakterli olup 20-45 metre kalınlık sunarlar. Bu seviyelerde bazı fosillerin bölgeden bölgeye farklılıkları olağan sayılmalıdır. Zimonköy formasyonunun kalın bir gövdesini oluşturan türbiditik karakterli istif gerek tane boyu ve gerekse katman kalınlığında üste doğru belirgin bir incelmeye sunar. Bu olgu rift çökellerinin genel karakterleri olarak bilinir. (Görür ve diğ., 1983; Eberli, 1987; Heller ve Miller, 1994; Santantonio, 1993; Santantonio, 1994; Yılmaz, 1995; Enos ve Stephens, 1993). Rift havzalarının genel karakteri olan çok yakın alanlarda ani fasiyes değişimleri ve kalınlıklar arasındaki büyük fark bu olguyu güçlendirir (Şek.9).



Şekil 9. İnceleme alanının Mesozoyik sürecindeki havza evrimi
Figure 9. Geodynamic evolution of the Mesozoic basin in the study area.

Doğu Pontidlerde ilk denizel çökel olma özelliklerini barındıran Zimonköy Formasyonu havzalaşmaya bağlı olarak çökelme öncesi paleotopoğrafya kontrolünde şekillenmiştir. Yakla-

şık doğu-batı yönünde etkin olan ekstansiyonel kuvvetler (Bektaş ve Çapkınoğlu, 1997) havzada gerilimi arttırdıkça çukurluk-graben- ve yükseltiler-horst- oluşmuştur. Bu yükseltiler üzerinde karaya

yakın kesimlerde tabanında kırıntılı seviye bulunduran ammonitiko rosso fasiyesinde gelişen kırmızı yumrulu kireçtaşları çökelirken (Bayburt-Kızıltepe yöresi, Kınıklı yöresi) karadan uzak kesimlerde yer alan denizaltı yükseltilerinde ise (Gümüşhane-Hur Vadisi) taban kayacının (Gümüşhane Graniti) üzerine direkt olarak bu kondanse kırmızı kireçtaşları birikmiştir (Lv. 1/1). Havzadaki çukurluk alanlarda ise rift omuzlarından erozyonla oluşan kırıntılar bulanık akıntılar şeklinde taşınarak çoğu kez dereceli kırıntılı istif oluşumunu sonuçlamıştır. Çukur alanlarda biriken türbiditik istif içinde bazı ammonit parçalarının yer alması horstlarda biriken kırmızı kireçtaşlarından taşınmasıyla sağlanmış olmalıdır (Gümüşhane güneyi). Bu tip gerilmeli havzalarda incelen kabuk zayıflık zonlarının oluşumuna neden olarak volkanik gereçlerinde istif içinde ortam koşullarına bağlı olarak, farklı ürünler şeklinde yer almasını sonuçlamıştır. Bektaş ve diğ., (1987) bu volkanitlerin kalk-alkali-alkali karakterli olduklarını belirtmişlerdir. Bu olaylar bütünü tüm doğu Pontidlerde riftleşmenin birinci evresi olarak bilinir (Bektaş ve diğ.,1995, Yılmaz ve diğ, 1996, Yılmaz, 1998a)

Liyas'ta etkin olan bu gerilmeli tektonik Dogger'de sona ermiş olmalıdır. Gümüşhane ve yakın yöresinde Dogger-Albiyen (Berdiga Formasyonu), Bayburt yöresinde ise Dogger-Malm sürecinde biriken platform karbonatları bu olgunun kanıtlarını taşır. Tümüyle sığ denizel koşullarda ve yaygın alanlarda çökelen bu karbonatlar bitevil özellikler taşımakla birlikte ideal bir karbonat platformunun tüm alt fasiyeslerini barındırır (Yılmaz 1998a). Bu birikimlerde güncel olarak izlenemeyen resifal oluşuklar Alt Kretase yaşlı Ahsünk Formasyonunun tabanını oluşturan monojenik breşlerin bileşimine girmiştir (Lv. 1/7). Bu olgu yörede resifal oluşukların geliştiğini, ancak Geç Malm'deki kırılmanın bu kesimde gerçekleşmesi nedeniyle daha derin bir ortama kırıntılar şeklinde taşındığını kanıtlar. Yörede geniş alanlarda yüzlek veren bu karbonatların birikim süreci tüm Doğu Pontidlerde Sakin Tektonik Dönem olarak bilinir (Bektaş ve diğ. 1995).

İnceleme alanında geniş yayımlı platform karbonatları Gümüşhane yöresinde Albiyen sonuna

kadar, Bayburt yöresinde ise Malm sonuna kadar çökelimlerini sürdürürler.

Bayburt yöresinde Geç Malm-Erken Kretase ve Gümüşhane yöresinde Albo-Senomaniyen süreçleri inceleme alanında havza koşulları ve çökel tiplerinde ani bir değişikliğin gerçekleştiği döneme karşılık gelir. Doğu Pontidler jeolojisinde önemli değişiklikler oluşturan bu olaylar bütünü ikinci riftleşme olayları olarak adlandırılmıştır. Dogger'den beri süregelen sakin dönemi sona erdirerek karbonat platformunun parçalanmasını sonuçlayan ve havzada derinleşme sağlayan bu olayların tektono-sedimantolojik kayıtları şöyle sıralanabilir:

1. sığ denizel koşullarda biriken platform çökel lerinden derin deniz koşullarında biriken havza çökellerine ani ve keskin geçiş gösteren çökel tiplerinin varlığı,
2. havza çökellerini oluşturan monojenik breş ve kalsitürbiditlerdeki sığ ve derin deniz fosillerinin birarada bulunması (Lv.2/1, 6, 8,),
3. yanal ve dikey geçişli olan ve derecelenme gösteren monojenik breş, kalsitürbidit ve kırmızı kireçtaşlarında gerek tane boyu ve gerekse katman kalınlığında üste doğru belirgin bir incelmenin varlığı (Şek.3, 7, 8),
4. monojenik breş ve kalsitürbiditlerdeki pelajik matriksin varlığı (Lv2/1,5, 8)
5. neptuniyen dayklarının varlığı (Lv.2/2),
6. yersel olarak izlenen yumrulu-toplu kireçtaşlarının varlığı (Lv. 1/8),
7. sığ ve derin deniz fasiyeslerinin beraberliği,
8. mikrotürbiditik yapıların varlığı (Lv.2/3,5),
9. kayma (slump) yapılarının varlığı,
10. çökel prizma şeklinde gelişen monojenik breş, kalsitürbidit ve pelajik kireçtaşlarının yayılım, dağılım ve geometrik özellikleri (Şek.7,8).

Gümüşhane yöresinde Üst Kretase'nin başlangıcı ile Bayburt yöresinde Alt Kretase başlangıcı

benzer fasiyelerde gelişmiştir (Şek.3, 7, 8, 9). Her iki yörede de istiflerin tabanını oluşturan monojenik breşler platform karbonatlardan türemiştir. Bunlarla yanal ve düşey geçiş gösteren kırıntılı kireçtaşları kalsitürbidit olarak değerlendirilmiştir. Bu seviyeler belirgin bir dereceli katmanlaşma ve karışık fosil topluluğu (sığ denizel miliolid-valvulinid tip bentik foraminifer ve derin denizel pelajik foraminifer; (Lv.2/ 6, 8) içerirler. Gümüşhane batı kesiminde yer alan Mescitli yöresinde yersel olarak izlenen yumru-toplu kireçtaşları (Lv.1/8) platformun normal faylarla parçalanması sırasında gevşek çökellerin fay eteği boyunca taşınmayla oluşmuştur (Gökçen, 1976). Bu seviyeler Gümüşhane yöresinde bol pelajik foraminifer (Globotruncana) içeren kırmızı kireçtaşlarına Bayburt yöresinde ise tintinitli kireçtaşlarına (Lv.2/4) geçiş gösterir. Bu kayıtlar her iki yörede de karbonat platformunun kırılarak derinleşen kenardan açık denize doğru bir çökel prizmanın geliştiğini kanıtlar (Şek. 9). Her iki yörede de aynı özellikte gelişen bu olgu zaman boyutunda çok önemli bir farklılık gösterir: Gümüşhane yöresinde platformun parçalanması Albiyen sonunda gelişmişken Bayburt yöresinde bu kırılma Malm sonunda gerçekleşmiştir. Bir başka deyişle Bayburt yöresinde platform parçalanarak derin denizel çökeller birikirken Gümüşhane yöresinde hala sığ denizel karbonatlar birikmeye devam etmektedir (Albiyen sonuna kadar). Karbonat platformunun parçalanması olgusu tüm Doğu Pontidlerde riftleşmenin ikinci fazı olarak bilinir (Yılmaz ve diğ. 1996).

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın bir kısmı Karadeniz Teknik Üniversitesi Araştırma Fonu desteğiyle gerçekleştirilmiştir (Proje kod no: 97.112.008:2). Paleontolojik yaşlandırmalarda pelajik fosiller için sayın Dr. Sibel Özgür (Karadeniz Teknik Üniversitesi) ve bentik fosiller için sayın Dr. Kemal Taslı'nın (Mersin Üniversitesi) katkısı vardır. Yazar belirtilen kuruluş ve kişilere teşekkür borçludur.

EXTENDED SUMMARY

Hercynian basement of Eastern Pontides orogenic belt, NE-Turkey, is made up of the meta-

morphics and crosscutting granitoids outcropping mainly in the Bayburt and Gümüşhane areas. Mesozoic basins are exemplified by two rifting phases, separated by a calm tectonic period. First rifting phase occurred in Early Liassic, resulting in the break-up of the Hercynian basement. Sedimentary rocks of period show sudden facies- and thickness variations. These rocks characterized by locale conglomerate, coal, sandstone, sandy limestone, marl, claystone, volcanics and pyroclastics and condensed red nodular limestone which containing abundant pelecypoda, brachiopoda, echinoderm, belemnites and ammonites. First rifting phase ended in the Early Dogger, is succeeded by carbonate platform formation from the Dogger to Lower Cretaceous in Gümüşhane, in Dogger-Malm in Bayburt area. Platform carbonates which corresponding to the Berdiga Formation, consist of two major facies: ooidal to bioclastic grainstone and peloidal wackestone/packstone with abundant small benthic foraminifera. Cessation of the calm tectonic period is recognized by a syn-sedimentary discontinuity. This event is called as second rifting phase, which started during the middle Cretaceous in the vicinity of Gümüşhane, and late Malm in Bayburt. Similar facies sedimentary prisms are developed in both areas, notwithstanding in different periods. These second rifting phase sediments including monogenic breccias, calciturbidites and pelagic limestones. The monogenic limestones breccias are restricted to the base of the basin sediments and characterized by a very poor sorting and homogenous lithology. The components are mostly angular but all degrees from sub-rounded to rounded shapes are present. The monogenic clasts are derived from carbonate platform. The calciturbidites are normally graded grainstones and packstones containing debris of small benthic foraminifera. The pelagic wackestone/packstone contain pelagic foraminifera abundantly in the Gümüşhane region but these rocks contain tintinidae in the Bayburt region. Tectono-sedimentological records of the break-up of carbonate platform and deepening of the basin which related extensional tectonic regime are described below: a. benthic and pelagic fossils assemblages in the monogenic breccias and calciturbidites with pelagic matrix, b. neptunian dykes

in the platform carbonates, c. microturbiditic structures in the calciturbidites, d. slump structures, e. thickness, distribution and geometric characteristics of the sedimentary prism, f. assemblages of the shallow and pejagic facies, g. thinning and fining upward sequences, h. abrupt and sharp transition from platform carbonates to the basin sediments. The platform-basin transition has been controlled by tectonic phenomena, probably by means of a structural discontinuity located at the platform-basin boundary. After an event of extansional tectonism sedimentary prism accumulated in the basin margin along this fault. The deposited sequences are vertically in a thinning and fining upward cycle. The thinning and fining upward cycle indicate vertical aggradation of the turbidite sequences in the rift basin. Sedimentological and thickness differences recognized in the study area are related to asymmetric geometry of the basins.

DEĞİNİLEN BELGELER

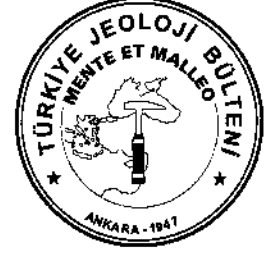
- Ağar, Ü., 1977. Demirözü ve Köse Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, 159 s., İstanbul.
- Ağrah, B., Akyol, E. ve Konyalı, Y., 1966. Kelkit-Bayburt Jurasığında üç kömür damarının palinolojik etüdü. Türkiye Jeoloji Bülteni, 10/1-2, 149-155.
- Alkaya, F., 1982. Kuzey Anadolu Alt Jura (Liyas) Phylloceratidlerinin taksonomik revizyonu (I.Bölüm). Türkiye Jeoloji Bülteni, 25, 31-40.
- Alkaya, F., 1983. Kuzey Anadolu Alt Jura (Liyas) Phylloceratidlerinin taksonomik revizyonu (II.Bölüm). Türkiye Jeoloji Bülteni, 26/1, 65-72.
- Alp, D., 1972. Amasya yöresinin jeolojisi. İ.Ü. Monografın, No: 22, 100s., İstanbul
- Akr ^, N., 1988. Demirözü Permo-karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 31/1, 71-80.
- Baykal, F. 1952. Kelkit-Şiran bölgesinde jeolojik araştırmalar. MTA Rapor No: 2205.
- Bektaş, O., 1983. Doğu Pontid magmatik yayındaki 1-tipi granitler ve jeotektonik konumları. 37. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, 49-50, Ankara.
- Bektaş, O., 1984. Pontidlerde Üst Kretase yaşlı şoşonitik volkanizma ve jeotektonik önemi. KÜ Yerbilimleri Dergisi, Jeoloji, 3/1-2, 53-62
- Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984. Doğu Pontid yay gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenetik ofiyolit olgusu. 38. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özleri.
- Bektaş, O., Van. A. ve Boynukalın, S., 1987. Doğu Pontidlerde Jura volkanizması ve jeotektoniği. Türkiye Jeoloji Bülteni, 30, 9-18
- Bektaş, O., Yılmaz, C, Tash, K., Akdağ, K. ve Özgür, S., 1995. Cretaceous rifting of the eastern Pontide carbonate Platform, NE Turkey, The formation of carbonate breccias and turbidites as evidence of a drowned platform. Giornale Di Geologia, 57/1-2, 233-244.
- Bektaş, O. ve Yılmaz, C, 1995. Doğu Pontid yay gerisi havzasında derin yayılma çukurlarının oluşumu (KD Türkiye): Neo-tetisin pasif kıta kenarı evrimi. KTÜ, Jeoloji Müh. Bölümü 30. Yıl Sempozyumu, Bildiriler, 263-274.
- Bektaş, O. ve Çapkinoğlu, Ş., 1997. Doğu Pontid magmatik arkında (KD Türkiye) neptüniyen dayklar ve blok tektoniği: Mesozoyik havzalarının kinematiki ile ilgili bulgular. Çukurova Univ. Jeoloji Eğitiminde 20 yıl sempozyumu, Bildiri Özetleri, 187-189, Adana.

- Bektaş, O., Şen.C, Atıcı, Y. ve Köprübaşı, N., 1999. Migration of the Upper Cretaceous subduction-related volcanism towards the back-arc basin of the eastern Pontide magmatic arc (NE Turkey). *Geol. Journal*, 34, 95-106.
- Bergougnan, H., 1987. Etudes géologiques dans l'Est Anatolien. Univ. P.et M. Curie, Mémoires des sciences de la terre , These Doctorat Etat, 600p., Paris.
- Burşuk, A., 1975. Bayburt yöresinin mikropaleontolojik ve stratigrafik irdelemesi, İÜ Fen Fak, Doktora Tezi, 196 s.
- Burşuk, A., 1982. Kop Dağlarında Üst Jura-Alt Kretase 'de bulunan 8 yeni Calpionellidae türü (Doğu Anadolu, Türkiye).KTÜ, *Yerbilimleri Dergisi*, 2/1-2, 81-86
- Çoğulu, E., 1970. Gümüşhane ve Rize Plütonlarının mukayeseli petrolojik ve jeokronolojik etüdü. Doç. Tezi, İTÜ Maden Fak., İstanbul.
- Eberli, G.P., 1987. Carbonate turbidite sequences deposited in rift basin on the Jurassic Tethys ocean (Eastern Alps, Switzerland). *Sedimentology*, 34, 363-368.
- Eberli, G.P., 1988. The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded Allgau Formation of the Austroalpine Nappes of Graubunden (Switzerland. *Eel. Helv.Geol.*, 83, 175-214
- Enos. P. and Stephens. B.P., 1993. Mid-Cretaceous basin margins carbonates, east central Mexico. *Sedimentology*, 40, 539-556.
- Eren, M., 1983. Gümüşhane-Kale arasının Jeolojisi ve mikrofasiyes incelemesi. KTÜ, *Fen Bil., Ens., MMLS Tezi*, 197 s.
- Erguvanlı, K., 1949. Trabzon-Gümüşhane arasının jeolojisine ait rapor. MTA arşivi, Ankara.
- Gattinger, T.E., 1962. 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, MTA yayını, Ankara.
- Gedik, I., Kırmacı, Z., Çapkinoğlu, Ş., Özer, E. ve Eren, M., 1995. Doğu Pontidlerin jeolojik gelişimi. KTÜ, *Jeoloji Müh. Bölümü 30.Yıl Sempozyumu, Bildiriler*, 654-677
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. and Özsayar, T., 1979. Tectonic evolution of the eastern Pontides in Mesozoic. *Geocom-I, Abstracts*, 68.
- Gökçen, S.L., 1976. Ankara-Haymana güneyinin sedimantolojik incelenmesi II: sedimantoloji ve paleoakıntılar. *H.Ü, Yerbilimleri Dergisi*, 2, 201-235
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. ve Yılmaz, Y., 1983. Pontidlerde Neo-tetisin açılmasına ilişkin sedimantolojik veriler. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 26/1, 11-20
- Gülibrahimoğlu, İ., Nalbantoğlu, A.K., Saraloğlu, A., Doksanbir, T., Yağcı, A. ve Kırcı, M., 1984. Trabzon-Maçka güneyi yöresinin jeolojik raporu. MTA, JD-383, Ankara (yayınlanmamış).
- Gülibrahimoğlu, İ., Yazıcı, E.H., Akıncı, S., Türkmen, İ., Saraloğlu, A., Topçu, T., Yağcı, A. ve Yıldırım, K., 1986. Arsin-Araklı-Sürmene-Çaykara (Trabzon) güneyi ile Bayburt-Gümüşhane kuzeyi yörelerinin jeoloji raporu. MTA Raporu, Ankara, (yayınlanmamış).
- Güven, İ.H., 1993. Doğu Pontidlerin Jeolojisi ve 1/250 000 ölçekli kompilasyonu. MTA, Ankara (yayınlanmamış)
- Hacılioğlu, T., 1983. Kale-Vavuk dağı arasının jeolojisi ve mikrofasiyes incelemesi. KTÜ *Fen Bil. Ens. MMLS tezi*, 121 s.
- Kesgin, Y> 1983. Bayburt (Gümüşhane) ilçesi, Aksar köyü ve güneybatısının jeolojik ince-

- lemesi. KTÜ Fen Bil. Ens. MMLS Tezi, 94 s., Trabzon, (yayınlanmamış)
- Ketin, L., 1951. Bayburt Yöresinin Jeolojisi. İÜ Fen Fak Mec. 16.
- Ketin, L., 1966. Tectonic Units of Anatolia. Bull. Mineral Research and Exploration Institutu of Turkey, 66, 22-34.
- Kırmacı, Z., 1992. Alucra-Gümüşhane-Bayburt yörelerindeki Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga Kireçtaşının sedimantolojik incelemesi. KTÜ, Fen Bil. Ens. Doktora tezi, 256 s. Trabzon (yayınlanmamış)
- Kırmacı, Z., 1998a. Uluçayır (Bayburt) yöresinde Üst Jura-Alt-Kretase yaşlı Berdiga Kireçtaşındaki Kondanse sekansın gelişimi ve sedimantolojik önemi. T.C. 75. yılında F.Ü. Jeol Müh. 20. Yılı Sempozyumu, Bildiri Özleri, 74-75, Elazığ.
- Kırmacı, Z., 1988b. Uluçayır yöresinde aktif yay bloğu üzerinde gelişen karbonat sekansının sedimantolojisi. Cumhuriyetin 75. yıldönümü, Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi, Bildiri Özleri, 113-115.
- Korkmaz, S., Baki, Z., 1984. Demirözü (Bayburt) yöresinin stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 5, 107-115.
- Mann, U., Korkmaz, S., Hertle, M., Radke, M and Wilkes, H., 1997. Jurassic coals of the eastern Pontides, NE Turkey: Implications on their depositional environment and rank of organic matter. Europ. Coal Conference'97, 86-87.
- Masson, D.G. and Miles, P.R., 1986. Development and hydrocarbon potential of Mesozoic sedimentary basin around margin of North Atlantic. AAPG Bull., 70, 723-729.
- Masse, J.P. and Luperto-Sinni, E., 1987. A platform to basin transition model: the Lower Cretaceous of the Gargano Massif (Southern Italy). Mem. Soc. Geol. It, 40, 99-108.
- Miller, R.P. and Heller, P.L., 1994. Depositional framework and controls on mixed carbonate siliciclastic gravity flows: Pennsylvanian-Permian shelf to basin transects South Western Great Basin, USA. Sedimentology, 41, 1-20.
- Okay, A.I. and Şahintürk, Ö., 1997. Geology of the Eastern Pontides, in A.G.Robinson, ed., Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68,291-311
- Özer, E., 1983. Bayburt yöresinin jeolojisi ve mikrofasiyes incelemesi. KTÜ, Fen Bil. Ens., MMLS tezi, 107 s.
- Özsayar, T., Gedikoğlu, A. ve Pelin, S., 1981. Artvin yöresi yastık lavlarının yaşına ilişkin paleontolojik veriler. KÜ, Yerbilimleri Dergisi, 1/1,38-42.
- Pelin, S., 1977. Alucra (Giresun) güneydoğu yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları bakımından incelemesi. KTÜ Yayını No: 87, 103 s.
- Pelin, S., Özsayar, T., Gedikoğlu, A. ve Tülümen, E., 1981. Doğu Pontidlerde Üst Kretase yaşlı kırmızı biyomikritlerin oluşumu. KÜ, Yerbilimleri Dergisi, 2/1-2, 69-80
- Ravnas, R. and Steel, R.J., 1998. Architecture of marine rift-basin successions. AAPG Bulletin, 82/1, 110-146.
- Robinson, A.G, Banks, C.J., Rutherford, M.M and Hirst, J.P.P., 1995. Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey. Journal of the Geol. Soc. of London, 152,861-872.
- Rosales, I., Fernandez-Mendiola, P.A, and Garcia-Mondejar, J., 1994. Carbonate depositional sequence development on active fault blocks:

- the Albian in the Castro Urdules area, Northern Spain. *Sedimentology*, 41, 861-882
- Saner, S., 1980. Batı Pontidlerin ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kuramı ile açıklaması, *Kuzeybatı Türkiye. MTA Bülteni*, 93/94, 5-26
- Santantonio, M., 1993. Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform/basin system: examples from the Italian Jurassic. *Sedimentology*, 40, 1039-1067.
- Santantonio, M., 1994. Pelagic carbonate platforms in the geologic record: their classification and sedimentary and paleotectonic evolution. *AAPG Bull.* 78/1, 122-141
- Seymen, İ., 1975. Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun tektonik özelliği, İTÜ Maden Fak. Doktora Tezi, 198 s. İstanbul.
- Seymen, İ., 1993. Mecitözü dolayının stratigrafik gelişimi. *Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler*, 129-141.
- Taşlı, K., 1984. İkisü (Gümüşhane) ile Hamsiköy yörelerinin jeolojisi ve Berdiga Formasyonunun biyostratigrafik denetirmesi. *KÜ, Fen Bil. Ens. MMLS tezi, Trabzon (yayınlanmamış)*
- Taşlı, K., 1990. Gümüşhane-Bayburt yörelerinde Üst Jura-Alt Kretase yaşlı karbonat istiflerinin stratigrafisi ve mikropaleontolojik incelemesi. *KTÜ, Fen. Bil. Ens. Doktora tezi*, 223 s., Trabzon (yayınlanmamış)
- Tokel, S., 1972. Stratigraphical and volcanic history of Gümüşhane region. Ph D thesis, Univ. of College, London.
- Topuz, G., 2000. Zur Petrologie der metamorphen Gesteine des Pulur-Massivs, Östliche Pontiden, NE-Türkei. Dissertation, Universitaet Heidelberg, 270 pp, (unpublished)
- Wedding, H., 1963. Kelkit hattı jeolojisine ait düşünceler. *Bayburt-Kelkit çevresinde Jura stratigrafisi. MTA Dergisi*, 61, 30-37.
- Yılmaz, C., 1992. Kelkit (Gümüşhane) yöresinin stratigrafisi. *Jeoloji Müh.* 40, 50-62.
- Yılmaz, C., 1993a. Accumulation rates of Jurassic-Lower Cretaceous sediments in the southern zone of the eastern Pontides. *Giornale di Geologia*, 55/2, 131-145.
- Yılmaz, C., 1993b. Doğu Pontid Güney zonunun stratigrafik denetirmesi ve paleocoğrafik evrimi. *A.Ü. İsparta Müh. Fak Dergisi*, 7, 199-214.
- Yılmaz, C. and Bektaş, O., 1995. Platform to basin facies in the eastern Pontides during Cretaceous. *Sym. on the 30th Ann. Geol. Dep. Proceedings*, 602-609.
- Yılmaz, C., 1995. Gümüşhane Bayburt yöresindeki Alt Jura çökellerinin fasiyes ve ortamsal nitelikleri (KD Türkiye). *Yerbilimleri*, 26, 119-128.
- Yılmaz, C., 1996a. Doğu Pontid karbonat platformunun kırılmasına ilişkin yeni bulgular. *Türkiye 11. Petrol Kongresi, Bildiriler*, 190-198, Ankara.
- Yılmaz, C., 1996b. Bayburt yöresindeki platform-havza ilişkilerinin çökel kayıtları (KD Türkiye). *SDÜ 9. Müh. Sempozyumu, Bildiriler*, 9-13, İsparta.
- Yılmaz, C. and Korkmaz, S., 1996. Sedimentary and paleotectonic evolutions of pelagic carbonate platform in the eastern Pontides. 2. *Int. Symposium of petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea area, Abstracts*, 66.
- Yılmaz, C., Özgür, S. ve Taşlı, K., 1996. Gümüşhane yöresi Mesozoyik çökellerindeki çok evreli riftleşme kayıtları, *KD Türkiye*. 49.

- Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 11, 170-175, Ankara.
- Yılmaz, C, 1997. Sedimentological records Cretaceous platform-basin transition Gümüşhane region (NE Turkey). *Géologie Mediterran.*, 24/1-2, 125-135.
- Yılmaz, C, 1998a. Break-up of the eastern Pontian carbonate platform, NE Turkey. IAS 15th International Sedimentological Congress, Abstracts, p.835-836, Alicante.
- Yılmaz, C, 1988b. Doğu pontidlerde Mesozoyik çökel havzaların gelişimi. Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi, Bildiri Özleri, 51-52, Ankara.
- Yılmaz, C. ve Korkmaz, S., 1999. Basin development in the eastern Pontides, Jurassic to Cretaceous, NE Turkey. *Zbl. Geol. Paleont. Teil I*, H 10-12, 1485-1494
- Yılmaz, H., 1984. Olur (Erzurum)yöresinin jeolojisi. KTÜ, Fen Bil. Ens. MMLS tezi Trabzon, (yayınlanmamış).
- Yılmaz, Y, 1972. Petrology and structure of the Gümüşhane granite and surrounding rocks, NE Anatolia. Ph D Thesis, Univ. of London (yayınlanmamış).
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C. and Şengör, A.M.C., 1997. Geology and Tectonic evolution of the Pontides. in A.G.Robinson, ed., *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir 68*, 183-226
- Yüksel, S., 1976. Şiran batı yöresi Mesozoyik karbonat kayaları ve Eosen flişinin petrografik ve sedimantolojik incelemesi. Doç. Tezi, KTÜ, Trabzon.



Tokaris Sahası Mardin-Adıyaman Grubu Birimlerinin
(Adıyaman-Kahta) Petrol Hazne Kaya Özelliklerinin Elan
Plus Yazılımıyla Değerlendirilmesi (Güneydoğu-Türkiye)
*Interpretation of Tokaris Area Adıyaman-Mardin Group Members'
Adıyaman-Kahta Rezervuar Properties in Elan Plus Software*

Nurettin SONEL

Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Müh. Böl. 06100, Tandoğan, Ankara

Nihal EKER

Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Dışkapı, Ankara

Ali SARI

Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Müh. Böl. 06100, Tandoğan, Ankara

Suat BAĞCI

Orta Doğu Teknik Üniversitesi Petrol ve Doğal Gaz Mühendisliği Bölümü, Ankara

Öz

Bu çalışma Güneydoğu Anadolu Bölgesinde, Adıyaman iline bağlı Kahta ilçesinin 20 km. Doğusunda gerçekleştirilmiştir. Tokaris sahasındaki kuyulara ait log dataları petrofiziksel özellikleri belirlenmek üzere Elan Plus programında değerlendirilmiştir. Elan Plus programıyla kuyu log dataları yorumlanarak rezervuar seviyeleri belirlenmeye çalışılmıştır. Sonuçta rezervuar zonunun efektif porozitesi, toplam porozitesi, kil hacmi, formasyon suyu doygunluğu, hareketli ve kalıcı petrol miktarları bulunmuştur.

Bölgede rezervuar kayalar, Karaboğaz formasyonu ve Mardin Grubuna ait Sabunsuyu, Derdere ve Karababa formasyonlarının karbonatlarıdır. İnceleme alanındaki kuyularda üretim Mardin Grubunun çatlaklı dolomit ve kireçtaşlarından sağlanmaktadır. Bölgede rezervuar kalitesini ve üretimi etkileyen en önemli parametre geçirgenliktir. Tokaris sahasında Karaboğaz formasyonu %5-6 poroziteli çörtlü kireçtaşlarından oluşur ve üretken değildir. Karababa-C üyesinin girişten itibaren ilk 10-13 metresinin ortalama porozitesi %5.2-8.4 olan kireçtaşlarından oluşur. Permeabilitesi düşük olup 0.01 md. civarındadır. Kuyularda bu zonda üretim ancak asitleme ile mümkün olabilmektedir. Karababa-C nin alt kesimi kesif kireçtaşlarından oluşmuştur. Karababa-B üyesi kesif kireçtaşlarından, Karababa-A üyesi ise killi kireçtaşlarından oluşur. Derdere formasyonunun girişten itibaren kireçtaşlarından oluşan ilk 15-28 metresinin ortalama porozitesi %1.4-5'dir. Alt seviyelere doğru yer yer %10 poroziteyi bulan değerlerde görülmesine rağmen üretim ancak asitleme ile yapılır. Kireçtaşının altındaki yüksek permeabiliteli dolomitler ise %5.1-9 arası ortalama poroziteye sahip olmasına rağmen N-9 kuyusunda dolomitlerin bol çatlaklı olması nedeniyle porozite %16'dır. Petrol sahasında asıl üretimin yapıldığı seviye Derdere formasyonunun dolomitleridir.

Anahtar Kelimeler: Log, Elan Plus Yazılımı, Rezervuar

Abstract

This study has been carried out in 20 km. east of Kahta-Adıyaman in the southern Anatolia region. The log data of some wells in Tokaris field are investigated in order to achieve the petrophysical properties under the software of Elan Plus (Schlumberger) using the Elan Plus software the well log data were interpreted to find reservoir levels. As a result, the effective porosity, total porosity, shale volume, formation water saturation, movable and residual oil volumes are found in the selected zone.

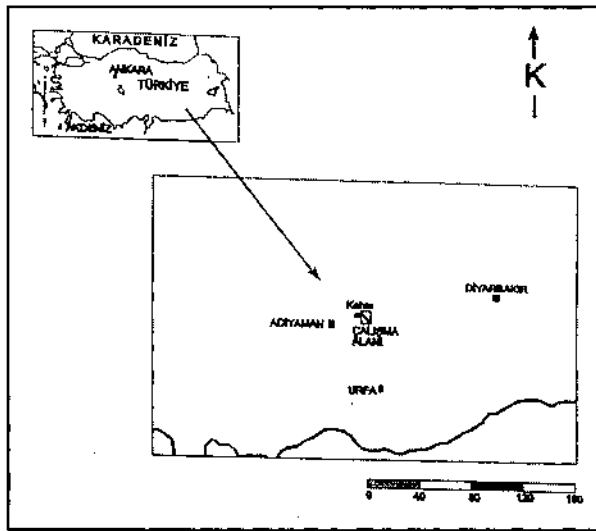
Reservoir rock in the field is Karaboğaz formation and Mardin group carbonates. Production in the investigated field were done from Mardin group craked dolomites and limestones. The most important parameter that effect reservuar quality and production is the permeability, Karaboğaz formation in Tokaris field shows 5-6 % porosity limestones. The field is usually not productive. Karababa-C which is the first 10-13 meters from the ground has avarege porosity of 5.2-8.4 % limestones. It has a permeability of 0.01 md. which is very low. In the wells, the production can only be done by acidizing in these zones. Lower level of Karababa-C is made of dense limestones. Karababa-B is dense limestones and Karababa-A is shaly limestone. D erde re formation is made of limestones which has 1.4-5 % porosity from the first 15-28 meters. In some part we can find 10 % porosity. However, production can be done only by acidizing. High permeability dolomites under limestones has 5.1-9 % porosity values. Because of many crack in the N-9 well porosity calculated as 16 %. The main production zone is in the Derde re formation dolomites.

Key words: Log, Elan Plus Software, Reservoir.

GİRİŞ

Çalışma alanı, Türkiye'nin Güneydoğu Anadolu bölgesinde, Adıyaman iline bağlı Kahta ilçesinin 20 km doğusunda yer alır (Şekil 1).

İnceleme alanı ve yakın çevresinde bugüne kadar yapılan çalışmalar sedimantoloji-petrografi-diyajenez, jeokimya, stratigrafi ve ortamsal analizlerle ilgilidir. Bu araştırmacıların bazıları şunlardır: Sungurlu (1974); Köylüoğlu (1986); Güven vd. (1988); Uygur vd. (1988); Erenler (1989); Çelikdemir vd. (1990); Araç ve Yılmaz (1991); Duran (1991); Perinçek vd. (1991); Sarı ve Bahtiyar (1999); Yılmaz ve Duran (1997) olup Özkanlı (1998) yalnız kuyu log verileriyle çalışmıştır.



Şekil 1. Yer bulduru haritası

Figure 2. Location map of study area

Kuyu loğları birçok çalışmada korelasyon amacı ile kullanılmıştır. Bu çalışmada amaç Kretase karbonatlarının petrofizik log parametrelerini bilgisayar yayılımıyla değerlendirilerek hazne kaya özelliklerini ortaya koymaktır. Güneydoğu Anadolu, Arap plakasının kuzey kenarında yer alır. Bölge de Prekambriyen den güncePe kadar çeşitli havzalarda çökelmiş olan sedimanter kayalar tanımlanmıştır. Arap kıtasının kuzey kenarı boyunca çökelmiş olan ve inceleme alanında otokton istifler ile temsil olunan birimleryaşlıdan gence doğru sunulmuştur (Şekil 2).

Birinci derecede rezervuar kaya özelliği gösteren Kratese yaşlı Mardin Grubu'nun tabanında bölgesel uyumsuzluk mevcuttur. Mardin Grubu sığ denizel karbonatlar ile şelf içi çukurlarda çökelmiş olan ve organik maddece zengin denizel karbonatlardan meydana gelir. Daha sonra transgresif özelliğinde olan sığ denizden havzaya kadar değişen çökel fasiyesleri içeren istifler çökelmiştir. Geç Kampaniyen - Erken Maestrihtiyen zamanında yaygın olan türbiditik çökeller bölgenin kuzey alanlarında etkin tektonizmanın varlığına işaret eder. Bu tektonik dönem sonunda kuzey alanlardaki duraylı şelf kenarı ve platform alanlarında resifal ve yığınak türü karbonatlar çökelebilmştir (Çelikdemir ve Dülger 1990; Duran ve Araç 1990; Duran 1991; Araç ve Yılmaz 1991; Çelikdemir vd. 1987; Perinçek vd. 1991).

Çalışma alanında Mardin Grubunun tabanında yer alan Sabunsuyu formasyonu gözlenmez ve Mardin Grubu Derdere ve Karababa Formasyonları

olarak ayrılmaktadır. Derdere formasyonu kırmızı - kahve, koyu kahve renkli kireçtaşları ve krem kırmızı, açık kahve renkli dolomitlerle temsil olunur. Formasyonun en üst seviyelerinde karbonat çamurtaşı- fosilli çamurtaşı / vaketasından oluşur.

Erken diyajenetik gelişmelerle, orjinal dokunun dolomite dönüştüğü söylenebilir. Genellikle dolomitleşmenin neden olduğu billurlararası porozite ile diyajenetik etkilerle ikincil gelişen erime boşluğu porozite saptanmış olup, %2-10 arasında değişir.

ZAMAN	GRUP	FORMASYON	ÜYE	LİTOLOJİ	KALINLIK (m)	AÇIKLAMA
T E R S İ Y E R	M İ D Y A	SELMO FM			0-100	Çakıtaşı
					450	Çakıtaşı, Kili kireçtaşı, Kireçtaşı
K R E T A S E	Ş i r n e k G r u b u	GERMAV FM			850	Kumtaşı, Şeyl
		KASTEL FM			450	Şeyl, Marn
	A d ı y a m a n G r u b u	SAYINDERE FM			180	Şeyl, Kili kireçtaşı
		KARABOĞAZ FM			45	Çört, Kireçtaşı
	M a r d ı n G r u b u	K a r a b a b a F M	KBB - C		35	Kireçtaşı
			KBB - B		40	Çört, Kireçtaşı
			KBB - A		30	Kili kireçtaşı
		DERDERE FM			100	Kireçtaşı, Dolomit
	BAKURSU FM			?	Dolomit	

Şekil 2. Tokaris sahasında görülen genel stratigrafik kesit (Duran, 1991)

Figure 2. Generalized columnar stratigraphic section for the Tokaris field (from Duran, 1991)

Karababa Formasyonu tabanda Derdere Formasyonu ile diskordan, tavanda ise Adıyaman Grubuna ait Karaboğaz Formasyonu ile uyumludur. Bu Karababa Formasyonu alttan üste doğru A, B ve C üyelerine ayrılmıştır.

Karababa- A üyesi fosfatlı, organik madde içeren, ince kavkı parçalı ve bol planktonik foramlı istiftaşı / yer yer vaketası fasiyesindedir. Birim

kaynak kaya ve petrol türetme özelliği yanında altında yer alan Derdere formasyonu için örtü kaya özelliği de taşımaktadır (Duran, 1991). Bu üyenin üst seviyelerinde az miktarda fosfat görülmektedir.

Karababa-B üyesi krem-bej ve kahve renkli kireçtaşları ve siyah çörtlerle karakterize olur. Kireçtaşları ince kavkı parçalı, planktonik foraminiferli, vaketaşı-istiftaşıdır. Az oranda otjenik kuvars,

glokonit, fosfat, pirit mineralleri ve çört yumruları içerir. Tane boyu ve kavkı oranı tabana doğru azalır. Diyajenetik silisleşme yaygındır. Birimin üst seviyelerine doğru dolomitleşme %10-15 oranında gözlenir (Yılmaz 1993;Yılmaz vd.1991).

Karababa-C üyesinin alt dokanağı Karababa-B üyesi ile dereceli geçişli, üst dokanağı ise Karaboğaz ve Sayındere formasyonları ile uyumsuzdur (Çelikdemir vd., 1987). Karababa C üyesi genellikle kireçtaşı ve dolomitlerle temsil olur. Birim açık bej, krem renkli, kısmen duraysız kireçtaşları ile karakterizedir. Çökel fasiyelerinden ilki Gamma Ray loğunda yüksek değerlerin gözleendiği çörtlü, fosfatlı biyoklastik vaketaşı/istiftaşıdır. ikinci fasiyes biyoklastik vaketası/fosilli karbonat çamurtaşıdır. Sedimanter yapısı biyoklastik vaketası ve istiftaşı olan Karababa-C üyesinde ana diyajenetik etkiler dolomitleşme, yeniden şekillenme ve silisleşmedir. Karababa-C üyesi Karababa-A ve B üyelerinin depolanması ile gittikçe dolan şelf içi havzada sığ denizel-lagüner koşullar altında gelişmiş sığ karbonat platformu çökeliidir .

Çalışma alanında Adıyaman Grubu Karaboğaz ve Sayındere Formasyonları ile temsil edilir.Karaboğaz Formasyonu koyu kahve ve siyah renkli organik maddece zengin kireçtaşı ve beyaz krem renkli kireçtaşı ve siyah renkli çörtlerle temsil olunur. Stilolitleşme etkili olup stilolit zonları boyunca hidrokarbon birikimleri (bitümlü malzeme) vardır . Sahada iki fasiyes gözlenmiştir. Glokonit ve fosfat içeren, planktonik foraminiferli organik maddece zengin çamurtaşı ve vaketası, diğeri ise biyoklastik vaketası ve istiftaşıdır. Her iki çökel fasiyeste görünür porozite düşüktür. Ancak ince kılcal çatlakların oluşturduğu porozitenin yanında olası matriks (mikroporozite) porozitelerden bahsetmek mümkündür. Karaboğaz Formasyonu ile üzerinde gelişen Sayındere Formasyonu tabanı arasında bir uyumsuzluk vardır.. Altta Karababa Formasyonu ile olan dokanağı da uyumsuzdur.Sayındere Formasyonu; beyaz, krem renkli, sıkı killi kireçtaşlarının varlığı ile homojen bir görünüm sunar. Sayındere Formasyonu planktonik foraminiferalı karbonat çamurtaşı doku'undadır.

Çalışma alanında açılan kuyularda Tokaris sahasında Şırnak ve Midyat Gruplarına ait formasyonlar ile Şelmo Formasyonu gözlenmez.

Bu araştırmada esas amacımız ise açılan kuyulardan alınan log verileriyle petrol hazne kaya özelliklerini Elan Plus yazılımıyla ortaya koyabilmektir.

MATERYAL VE METOD

Çalışma alanı olan Tokaris sahasındaki üç kuyunun log verileri ELAN PLUS adı verilen log yayılımında değerlendirilmiştir. Bu yazılım kuyu log verilerini yorumlayarak, rezervuar seviyelerin belirlenmesini sağlar. Bu araştırmada kullanılan loğlar; sonik, densite, neutron, rezistivite, gamma ray, uranyum etkisi çıkartılmış gamma ray (CGR), toryum, potasyum ve uranyum loğlarıdır. Bu yazılımla ilgilenilen zonların efektif porozitesi (Peff), toplam porozitesi (Pt), kil hacmi (Vsh), formasyon suyu doygunluğu (Sw), invazyon zonu doygunluğu (Sxo), hareketli (MOS) ve kalıcı (ROS) petrol miktarları elde edilebilmektedir.

ELAN PLUS programının uygulamasında log verileri bilgisayara yüklenir daha sonra PRE - PLUS (loğlar üzerinde kuyudan kaynaklanan ve çevresel etkilerin giderilmesinde kullanılır) programında loğların ön değerlendirmesi yapılır. LOG WARE adı verilen yazılımla kuyu dibi sıcaklıklarındaki rezistivite değerleri belirlenmelidir.

Litoloji ve porozite ile ilgili olarak RHOB-NPHI noktalaması kullanılmıştır. Bu noktalamalar farklı log kombinasyonlarının litoloji ve poroziteye olan hassasiyetini en iyi gösterme yoludur. Avantajı ise kayaç porozitesinin kayaç matriksinin fiziksel özelliklerinden bağımsız olarak hesaplanabilmesidir. UTILITY PLOTS programıyla da noktalama bu çalışmada otomatik olarak yapılmıştır.

Araştırma bölgesinde geçilen formasyonların girişleri, kotları, kalınlıkları, litolojileri, kuyu çapları incelenerek log verilerinin PRE PLUS yazılımında ön değerlendirilmesi yapılarak; rezistivite değerleri,

kuyu dibi sıcaklığındaki rezistivitelere çevrilmiştir. Litoloji ve poroziteye RHOB - NPHI noktalaması kullanılarak bir yaklaşımda bulunulabilir ve kayaç porozitesi bu noktalamayla kayaç matriksinin fiziksel özelliklerinden bağımsız olarak hesaplanabilmektedir. Killi olarak tespit edilen seviyelerde program tarafından killilik düzeltilmesi otomatik olarak yapılmaktadır. Çalışmada kuyu verileri gözden geçirilmiş, kuyunun kestiği karot, kuyu testleri ve üretim bilgisi gibi tüm veriler loglarla birlikte analiz edilmiştir.

Petrofizik log karakterlerini belirlemek için esas alınan parametreler şunlardır: Giriş, Kot, Kalınlık, DT (Sonik Loğu, msec / ft), RHOB (Densite loğu, g / cc), NPHI (Nötron loğu, pu), RT(Rezistivite loğu, ohm.m) (MSFL, LLD, LLS), GR (Gamma Ray, API), CGR (Uranyum etkisi çıkarılmış gamma ray, API), THOR (Toryum loğu, ppm), CALİ (Kaliper loğu, inç), LITH (Litoloji) ve Ortamdır.

Kalitatif analiz için kuyulara ait ham bilgiler BACK UP işlemiyle bilgisayara yüklenmiş, PRE PLUS yazılımında ön değerlendirme yapılmış daha sonra sonik, densite, neutron, rezistivite, gamma ray, SP, kaliper, toryum, potasyum ve uranyum loglarından okunan sayısal değerler ELAN PLUS programına yüklenmiştir. Yapılan log değerlendirmeleri sonucunda her kuyuda Derdere formasyonu, Karababa - A, B, C üyeleri ve Karaboğaz formasyonu için kantitatif log parametreleri listelenmiştir. Bunlar sırasıyla: % PIGE (Efektif porozite, %), % PIGT (Toplam porozite, %), % SUWI (Su doygunluğu %), % SXWI (Invazyon zonunun doygunluğu %), % MOS (Hareketli petrol %) ve % ROS (Kalıcı petrol %) dur.

KULLANILAN ÖNEMLİ PARAMETRELER VE DEĞERLENDİRME YÖNTEMLERİ

Şeyi Parametresi

Değerlendirilen birimler içinde en fazla killiğe sahip birim Karababa-A üyesidir. Bu birimdeki kil miktarı maksimum % 26.3-63.0 arasındadır. Diğer formasyonlardaki kil oranı çoğunlukla % 5.0'i geçmez. Şeyi parametresi en fazla killiliğe sahip

Karababa-A üyesinden seçilmiş ve kil oranı burada maksimum % 50.0 olarak kabul edilmiştir. Şeyi yüzdesi hesaplanırken özellikle Densite-Neutron noktalamasından yararlanılarak, minimum değer o noktanın şeyi yüzdesi olarak program tarafından otomatik olarak seçilmiştir.

Litoloji ve Porozite

Neutron - Densite loglarından okunan porozite değerleri ELAN PLUS programında otomatik olarak hesaplanabilmektedir..

Porozite değerleri Neutron - Densite noktalamasından, kuyu çapındaki bozulmalar nedeniyle, Densite logunun güvenilirliğini yitirdiği yerlerde ise Sonik-Neutron veya sadece Sonik logundan da hesaplanabilmektedir. Bu çalışmada NPHI-RHOB noktalaması kullanılmış olup her formasyon için ayrı ayrı noktalama yapılmıştır.

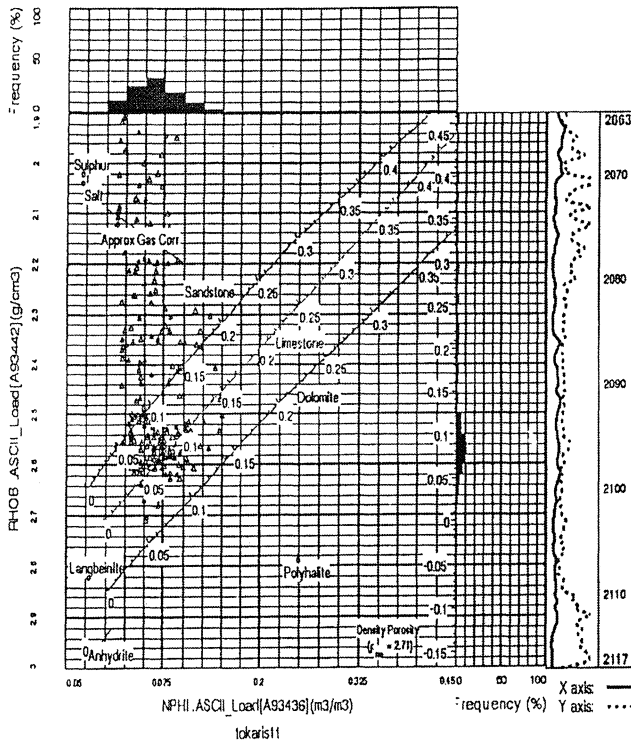
Neutron - Densite noktalamasında hesaplanan bütün gözeneklilik değerleri etken gözenekliliktir (Kil düzeltilmesi yapılarak elde edilen gözeneklilik değeri). Etken gözeneklilik Neutron - Densite logundan okunan porozite verildiğinde program tarafından otomatik olarak hesaplanabilmektedir.

Neutron - Densite X - plot' ında kireçtaşı, dolomit ve kumtaşı matriks eğrileri üzerindeki porozite ölçeği bize iki logun kombinasyonu sonucu elde edilen X - plot porozitesini verir. Ayrıca matriks eğrileri arasındaki mesafe bu litolojilerin belirlenmesinde iyi hassasiyet sağlar. Bu yöntemin en büyük avantajı kayaç porozitesinin kayaç matriksinin fiziksel özelliklerinden bağımsız olarak hesaplanabilmesidir.

Karaboğaz formasyonunda gözeneklilik hesaplanırken bütün sahalarda olduğu gibi aynı problemle karşılaşmıştır.- Bu formasyondaki yüksek organik madde miktarı özellikle neutron logunu etkiler ve formasyonda olduğundan daha fazla gözeneklilik hesaplanmasına neden olur. Ancak bu formasyonun petrografik incelemelerinde çört bantları ve nodülleri içeren, çok düşük gözenekli kireçtaşı yapısında olduğu belirlenmiştir.

Birimlerin değerlendirilmeleri aşağıda sunulmuştur:

Karaboğaz formasyonu : Noktalar dağınık olup, kireçtaşı matrisi üzerinde toplanmıştır ve tipik çört karakteri yansıtmaktadır. Litoloji çörtlü kireçtaşıdır. Çörtlü seviyelerdeki porozite yüksektir (Şekil. 3).

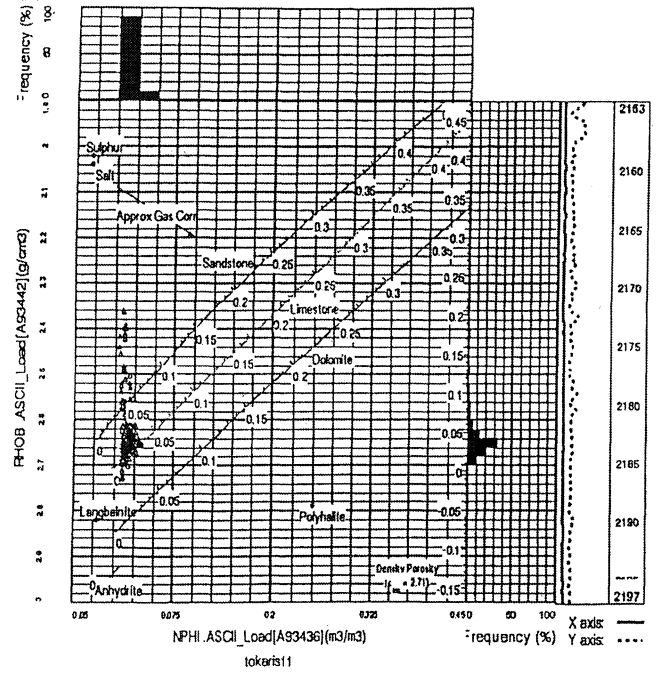


Şekil 3. N-1 1 Kuyusu Karaboğaz formasyonu NPHI-RHOB noktalaması

Figure 3. NPHI-RHOB pointing of Karaboğaz formation in N-1 1 well

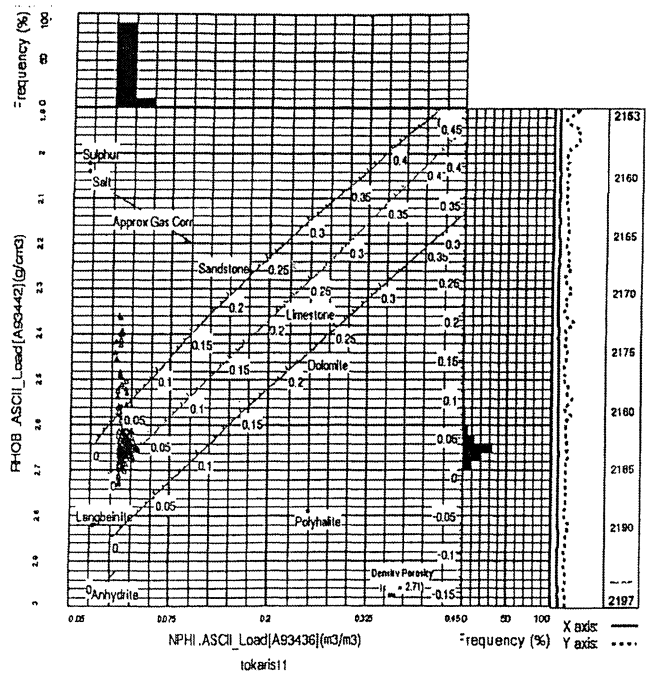
Karababa - C üyesi: Noktalar kireçtaşı matrisi üzerinde ve bir kısmı da kumtaşı - kireçtaşı arasındadır. Litoloji killi kireçtaşıdır. İki küme halinde görülen poroziteden ilki % 1 - 5 arasında olup iyi değildir, ikinci kısım % 10 - 11 civarında porozite göstermektedir (Şekil. 4).

Karababa - B üyesi: Noktalar genelde kireçtaşı ve bir kısmı da kumtaşı matrisi hattı üzerindedir. Bu durum tipik çört karakterini yansıtır. Litoloji çörtlü kireçtaşıdır. (Şekil. 5).



Şekil 4. N-11 Kuyusu Karaboğaz formasyonu NPHI-RHOB noktalaması

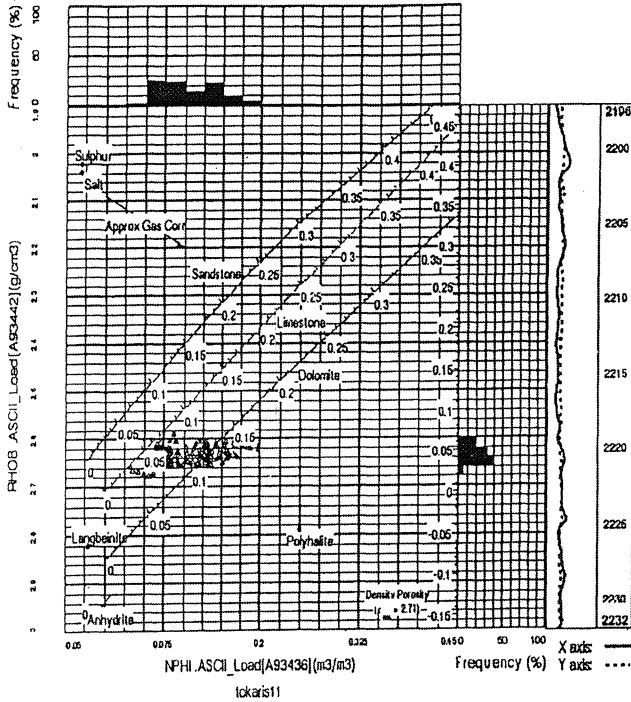
Figure 4. NPHI-RHOB diagram for the Karababa-C member in N-11 well



Şekil 5. N-11 Kuyusu Karababa-B üyesi NPHI-RHOB noktalaması

Figure 5. NPHI-RHOB diagram for the Karababa-B member of N-11 well

Karababa - A üyesi: Noktalar matriks hattının altına düştüğünden bu formasyon killidir. Bunun için kil düzeltmesi yapılması gerekir. Killer yüksek oranda porozite içermesine rağmen, permeabilitesi düşüktür veya yoktur. Killer poroziteyi artırıcı, yoğunluğu düşürücü yönde etki eder. Kilin gözeneklerinde bulunan suyun tuzluluğundan dolayı rezistivite düşer. Kilin bulunması rezervuarı olumsuz yönde etkiler. Kapilariteden dolayı kil tanelerinin çeperleri suyu tutar. Bu da petrolün girmesini engeller (Şekil. 6). A- üyesinde kil düzeltmesi yapıldıktan sonra değerlendirme sonucu litolojinin killi kireçtaşı olduğu görülür.

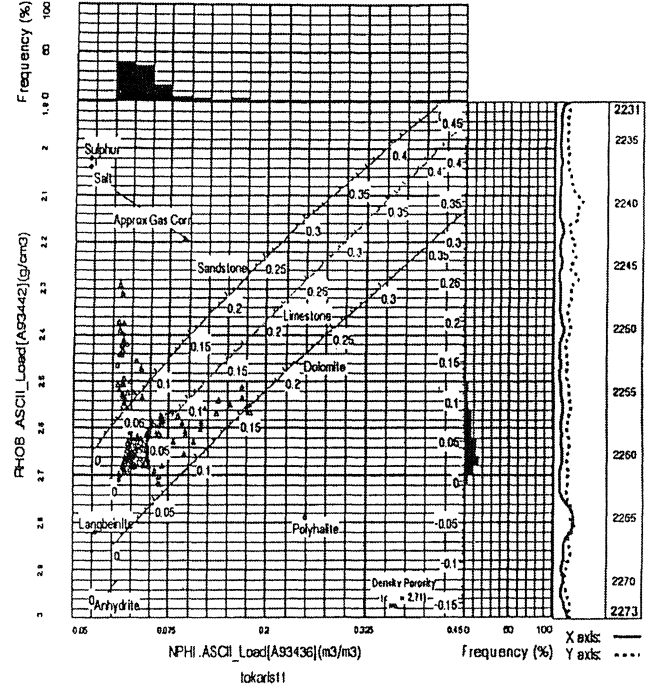


Şekil 6. N-1 1 Kuyusu Karababa-A üyesi NPHI-RHOB noktalması

Figure 6. NPHI-RHOB diagram for the Karababa-A member of N-1 1 well

Derdere formasyonu: Noktalar çoğunlukla kireçtaşı matriksi üzerinde toplanmış olup, bir kısmı

da kireçtaşı - dolomit arasındadır. Porozite dolomitli seviyelerde iyidir (Şekil 7).



Şekil 7. N-1 1 Kuyusu Karaboğaz formasyonu NPHI-RHOB noktalması

Figure 7. NPHI-RHOB pointing of Karaboğaz formation in N-1 1 well

Su ve Hidrokarbon Doymuluklarının Bulunması

Sahada su doymuşluğunun buna bağlı olarak da hidrokarbon doymuşluğunun hesaplanmasında en önemli parametre formasyon suyu tuzluluğu ve bunun sonucu olarak da formasyon suyu rezistivitesinin (R_w) belirlenmesidir. Bu çalışmada da LOGWARE kullanılarak kuyu dibi sıcaklığına çevrilen rezistivite değerleri ve tuzluluklar hesaplanmıştır. Derinlik arttıkça tuzluluk sabit kalır, rezistivite değişir. Sıcaklık değiştiğinde rezistivite değerleri değişir. Ancak tuzluluk değerleri hep aynı kalacağından öncelikle kuyu dibi sıcaklığındaki rezistiviteleri bulmak gerekir, incelenen kuyuların bu verileri Çizelge 1, 2, 3'te sunulmuştur.

Çizelge 1. N-9 Kuyusu için kuyu dibi sıcaklığına çevrilen rezistivite değerleri ve tuzluluk.

Table 1. Resistivity and salinity values transformed in the well-bottom temperature for the N-9 well.

	Kuyu logu başlığından okunan rezistivite değerleri (T =64° F)	Kuyu dibi sıcaklığına çevrilen rezistivite değerleri (BHT = 185° F)
Rm (ohm.m)	2.08	0.75
Rmf (ohm.m)	1.90	0.50
Rmc (ohm.m)	2.2	0.8
Rw (ohm.m)	-	0.165
Saha tuzluluğu	15 kppm	-

Çizelge 2. N-10 Kuyusu için kuyu dibi sıcaklığına çevrilen rezistivite değerleri ve tuzluluk.

Table 2. Resistivity and salinity values transformed in the well-bottom temperature for the N-10 well.

	Kuyu logu başlığından okunan rezistivite değerleri (T=80° F)	Kuyu dibi sıcaklığına çevrilen rezistivite değerleri (BHT=206° F)	Tuzluluk (kppm)
Rm (ohm.m)	1.2	0.494	4.2
Rmf (ohm.m)	1.1 (78° F)	0.434	4.8
Rmc (ohm.m)	1.3	0.539	3.8
Rw (ohm.m)	-	0.130	-
Saha tuzluluğu (kppm)	-	-	17.4

Çizelge 3. N-11 Kuyusu için kuyu dibi sıcaklığına çevrilen rezistivite değerleri ve tuzluluk.

Table 3. Resistivity and salinity values transformed in the well-bottom temperature for the N-11 well.

	Kuyu logu başlığından okunan rezistivite değerleri	Kuyu dibi sıcaklığına çevrilen rezistivite değerleri (BHT =210 °F)	Tuzluluk (kppm)
Rm(ohm.m)	0.9 (87° F)	0.39	5.2 (86° F)
Rmf (ohm.m)	0.8 (84° F)	0.342	6
Rmc (ohm.m)	1.2 (86° F)	0.529	3.8
Rw (ohm.m)	-	0.172	-
Saha tuzluluğu (kppm)	-	-	12.69

Çamur ağırlığı = 1.48 g/cc

Karot Verilerinden Gözeneklilik - Geçirgenlik Değerlerinin Hesaplanması

Çalışma sahasında incelenen kuyuların dışında 2 kuyudan (Tok-2 ve Tok-3) alınan karotların üç tanesi Karababa-C üyesine aittir. Derdere formasyonuna ait analizi yapılabilmemiş tek bir karot mev-

cuttur. Sahada ilk araştırmaların başladığı tarihlerde, üretimin formasyonun Karababa-C üyesinden yapıldığı düşünüldüğünden karotların çoğu başlangıçta buradan alınmıştır. Bu karotlardan alınan tapalar üzerinde gözeneklilik-geçirgenlik ölçümleri yapılmıştır (Çizelge 4).

Çizelge 4. N-11 Kuyusu Karababa-C üyesi NPFI-RHOB noktalaması.

Table 4. NPFI-RHOB diagram for the Karababa-C member in N-11 well.

Kuyu No	Formasyon ve / veya Üye	Karot No	Kurtarım	Gözeneklilik (%)	Geçirgenlik (md)
Tokaris 2	KBB-C	1	%100	2.72	0.03
				0.08	0.03
				1.47	0.05
Tokaris 3	KBB-C	1	%45	6.68	0.09
Tokaris 3	KBB-C	2	%100	12.39	0.14
				9.76	0.14
				4.64	0.5
				4.84	0.1
				2.19	0.03
				3.2	0.05
				2.64	0.05
				3.82	0.05
				2.8	0.22
				4.03	0.04
				0.57	0.03
Tokaris 3	Derdere	3	%31	10.69	0.57
				6.39	0.1
				3.73	0.05

Analiz sonuçlarından Karababa-C üyesinde matriks geçirgenliğinin, çok düşük olduğu gözlenmektedir. Karotların ikisi Karababa-C üyesinin giriş kısmındaki gözenekli zondan alınmıştır. Sonuçlardan, Karababa-C üyesinin üretken kısmının geçirgenlik değerlerinin çoğunlukla 0.1 md'nin altında olduğu görülmektedir. Geçirgenliğin çok düşük olması tabandan veya yanlardan olabilecek herhangi bir akifer basınç desteğinin etkisinin, ya hissedilemeyeceğini ya da uzun bir zaman sürecinde rezervuarı etkileyeceğini göstermektedir.

Basınç Testlerinin Değerlendirilmesi ve Basınç Testlerinden Geçirgenlik Değerlerinin Hesaplanması

Sahada 9 kuyuda toplam 34 adet DST yapılmıştır. Bunlardan 15 tanesi değerlendirilebilir bulunmuş, okuma yapılmış DST chart okumaları

rezervuar sıcaklığı ve derinliğe göre basınç değerlerine çevrilmiştir (Çizelge 5).

DST chartlarından elde edilen Derdere Formasyonuna ait geçirgenlik değerlerinin karotlardan elde edilenlerden yüksek olduğu görülmüştür. Aradaki fark Derdere formasyonunun çatlaklı yapısından kaynaklanmaktadır. Buna rağmen sadece bir tek DST çatlak etkisini gösteren modele uymuştur. Diğer DST' ler homojen bir yapı gösterir niteliktedir. Bunun sebebi DST sırasında akış ve kapama sürelerinin, çatlak matriks etkileşiminin hissedilmesine yetecek kadar uzun tutulmamasıdır. Karababa-C üyesinde "başarılı" olarak nitelendirilebilecek tek bir DST mevcuttur. Buradan elde edilen sonuçları, karot analizi sonuçları ve ölçülen geçirgenlik değerleri ile kıyaslamak veri az olduğu için sağlıklı görülmemiştir.

Çizelge 5. Çalışma sahasında incelenen kuyuların dışındaki kuyularda değerlendirilen DST sonuçları (Güngör vd., 1997).

Table 5. DST result for the wells beyond the study area (after Güngör et al., 1997).

Kuyu No	DST No	DST	Sonuç	Basınç(1630)psi	K	S	H (FT)	Viskozite
3	3	KBB-C	Başarısız	3.347	-	-	89	-
3	8	Derdere	Başarılı	3.024	0.12	-1	72	6
3	9	Derdere	Başarılı	2.750	0.22	-2	82	1
3	11	Sabunsuyu	Başarılı	2.884	0.82	2	72	1
4	1	KBZ+KBB-C	Başarılı	2.948	0.24	0	89	1
8	1	Derdere	Başarılı	3.033	4.63	-1	72	6
12	1	Derdere	Başarılı	2.824	1.17	1	26	1

**TOKARİS SAHASI KUYU LOĞLARININ
ELAN PLUS PROGRAMINDA
DEĞERLENDİRİLMESİ VE YORUMU**

Çalışmanın bu evresinde log, karot, kuyu testleri ve üretim bilgisi gibi tüm veriler analiz edilmiştir. Bu bilgiler ışığı altında kuyu log proses programı olan Elan Plus programında kuyuların bilgisayarda değerlendirmeleri yapılarak kantitatif log parametreleri Çizelge-6' da sunulmuştur.

Çizelge 6. Çalışma alanında yer alan kuyuların ortalama kantitatif log parametre değerleri

Table 6. The average quantitative-log parameter values for the wells in the study area.

Formasyon / Üye	% Parametre	N-9 Kuyusu	N-10 Kuyusu	N-11 Kuyusu
Karaboğaz formasyonu	PIGE	1.74	2.66	1.96
	PIGT	6.57	-	15.86
	SUWI	68.29	72.14	75.3
	SXWI	85.25	100	99.64
	VCL	16.05	4.65	61.58
	MOS	16.96	27.86	24.34
	ROS	14.75	0	0.36
	PIGE	3.8	4.22	2.53
Karababa-C üyesi	PIGT	9.75	-	9.1
	SUWI	55.91	74.79	69.68
	SXWI	59.83	100	90.76
	VCL	13.9	3.73	31.97
	MOS	3.92	25.21	21.08
	ROS	40.17	0	9.24
	PIGE	0.12	0.28	1.59
Karababa-B üyesi	PIGT	4.10	-	9.61
	SUWI	99.12	70.39	12.68
	SXWI	99.12	77.89	43.02
	VCL	13.39	4.99	39.03
	MOS	0	7.5	30.34
	ROS	0.88	22.11	59.98
	PIGE	1.92	0.9	1.36
Karababa-A üyesi	PIGT	10.45	-	16.6
	SUWI	99.4	74.58	40.5
	SXWI	99.4	75.57	44.34
	VCL	27.99	24.46	65.59
	MOS	0	0.99	21.25
	ROS	0.6	24.43	34.41
	PIGE	1.95	1.8	1.83
Karababa formasyonu	PIGT	6.13	-	11.77
	SUWI	84.81	73.25	40.95
	SXWI	86.11	84.49	59.37
	VCL	18.42	11.06	25.53
	MOS	3.92	11.23	24.22
	ROS	13.88	15.5	33.54
	PIGE	6.89	63.57	5.33
Derdere formasyonu	PIGT	10.88	-	10.31
	SUWI	36.64	33.86	41.19
	SXWI	51.32	99.67	82.64
	VCL	11.87	7.19	24.79
	MOS	14.68	65.81	41.45
ROS	48.68	0.33	17.36	

Sayındere formasyonu :

N -9 kuyusunda, 1988.00 (-1284.00) metre giriş ve kotta olup litoloji killi kireçtaşı olarak kesilmiştir. 2121.00 m. den itibaren rezistivite loğunda 2127.00 m. den Karaboğaz girişine kadar permeabilite gözlenmekle beraber poroziteside düşüktür (Şekil 8).

N -10 kuyusunda, 1988.00 (-1297.00) metre giriş ve kottadır. Litoloji killi kireçtaşı olarak kesilmiştir. Sayındere girişinden itibaren SP' de sapma olmamış ve porozite loğlarında da ilginç bir seviye görülmemiştir (Şekil 9).

N -11 kuyusunda, 1876.00 (- 1248.00)metre giriş ve kottadır. Formasyonda Th - K aralığının fazla artmaması, GR' in çok yükselmemesi çok killi bir formasyon olmadığını gösterir. Ancak tabana doğru (GR = 50) killilik artmaktadır. Porozitenin düşük ve tamamen sıkı bir litolojide olduğu görülmektedir. 1985 m. nin altında kaliper pikindeki ani artış çatlak olarak değerlendirilmektedir. Bu çatlak olduğu sanılan kısım sondaj çamurunu okumaktadır (Şekil 10).

Karaboğaz formasyonu:

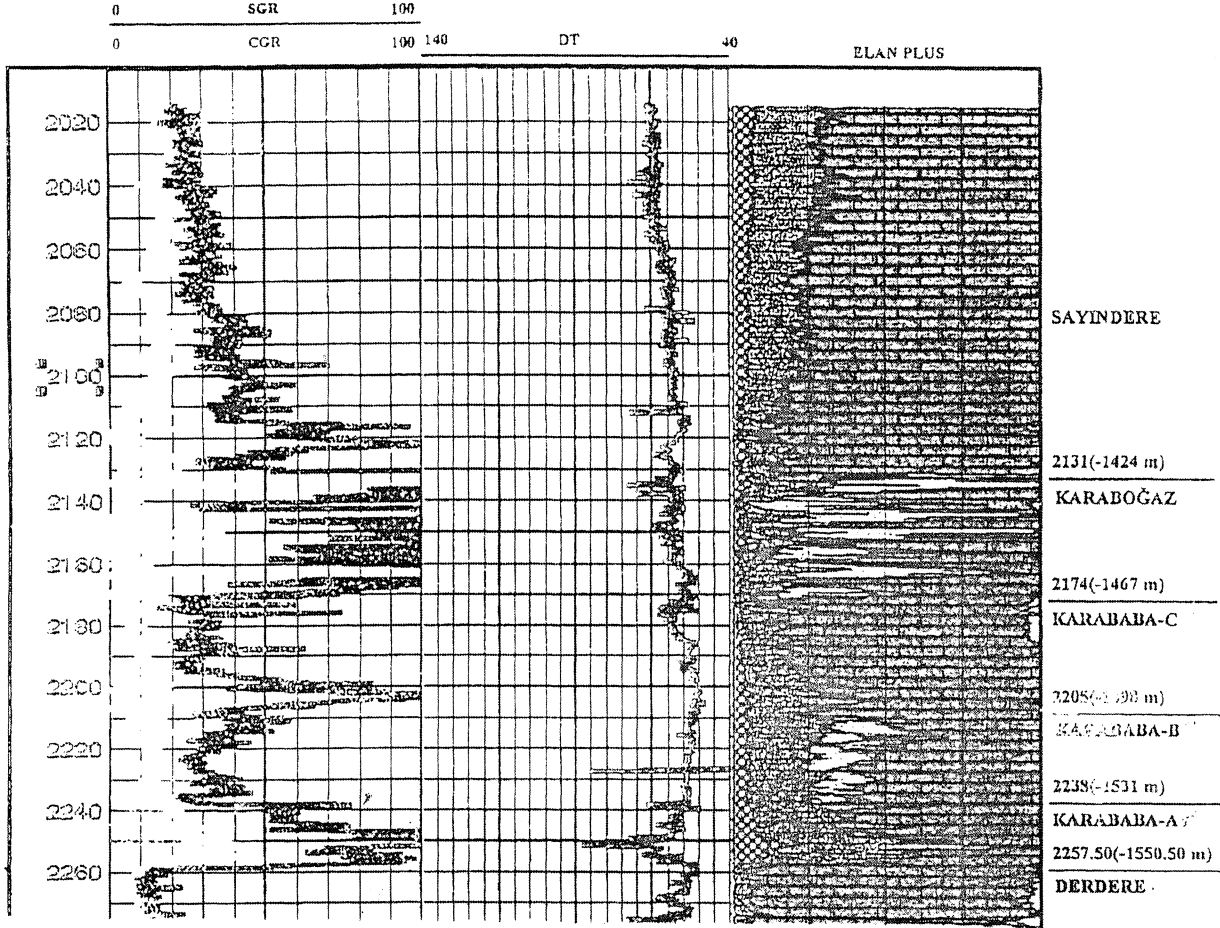
N -9 kuyusunda Karaboğaz formasyonu 2131.00 (-1424.00) metre giriş ve kottadır. Litoloji çörtlü kireçtaşıdır. Kesintilerde herhangi bir emare gözlenmemiştir. Loğlarda da hidrokarbon (HC) açısından önemli bir seviye görülmemiştir. Efektif porozite %1,7, kil hacmi %16, su doygunluğu % 68 civarındadır (Şekil 8).

N -10 kuyusunda formasyonu 2117.00 (- 1430.00) metre giriş ve kottadır. GR loğu okumaları düzensizdir. Litoloji bol çörtlü kireçtaşıdır. Kesintilerde emare gözlenmemiş olup, organik maddece zengin olan birimde porozite düşüktür. Litolojinin düşük killi olan seviyelerinde porozite ve permeabilite azdır (Şekil 9). Efektif porozite %2.6, kil hacmi %4, su doygunluğu %72 dir.

N -11 kuyusunda formasyonu 2064.00 (- 1436.00) metre giriş ve kottadır. Litoloji çörtlü kireçtaşıdır. Kuyunun 2065.00 - 2085.00 m. lerinde kaliperde bir artış olmuştur. Porozite loğlarından

yüksek porozite ve rezistivite loğlarında da bir seperasyon olmaması bu zonda olası mikroçatlakların varlığını göstermektedir. 2110.00-2117.00 m.leri (Karababa-C girişi) arasında yine permea-

biliteli ve yüksek poroziteli bir zon geçilmiştir, Burada da yine çatlak sözkonusudur (Şekil 10). Efektif porozite % 1,9, kil hacmi %61, su doygunluğu % 75 dir.



Şekil 8. N-9 Kuyusunun Elan Plus programında değerlendirilmesi

Figure 8. Evaluation N-9 well through Elan Plus program

Karaboğaz formasyonu Gamma Ray loğunda gösterdiği yüksek API değerleri ile kolayca ayrılır (Şekil 5). Üst kısımları çörtlü, fosfatlı, planktonik foraminiferli, karbonat çamurtaş - vaketası özelliğindedir. Organik madde bakımından oldukça zengindir. Loğlarda organik maddeden etkilenmesi sonucu Densité - Neutron loğları olduğundan fazla gözeneklilik değerleri gösterir (% 1-7). Aslında Karaboğaz formasyonunun düşük gözenekli ve Tokaris sahasında çatlaklanma yönünden de zengin olmadığı düşünülmektedir. Bu fasiyesin ortalama kalınlığı 27.00 metre civarındadır ve bütün sahada devamlılık gösterir. Gamma Ray değerlerinin

2193.00 metreden itibaren yavaş yavaş düşmeye başlaması ile loğlardan da ayırt edilebilen bu fasiyes planktonik foramlı ve ince kavkı parçalı vaketası olarak tanımlanmıştır. Biyojenik malzeme oranı GR'in yüksek olduğu derinliklere göre daha fazla, çörit ve fosfat oranı ise biraz daha azdır. Görünür matriks gözenekliliği oldukça düşüktür. Loğlarda matriks gözenekliliği % 5 - 7 gibi görülmüşse petrografik analizler % 4' ü geçmediğini gösterir.

Tokaris sahasında Karaboğaz formasyonundan üretim yapan herhangi bir kuyu mevcut değildir.

Karaboğaz formasyonunun üretken olduğu Adıyaman sahalarında çoğunlukla çatlaklanmanın etken olduğu ve çatlak sisteminin gelişmesine bağlı olan rezervuar olma özelliği taşıdığı bilinmektedir.

Karaboğaz Formasyonunun girişinde yüksek radyoaktiviten bir zon mevcuttur. Nötron, rezistivite, Th ve K loglarından okunan yüksek değerler bu seviyenin organik maddece zengin olduğunu gösterir. Killilik yüksek gibi görülmekte rezistivite değerlerine bakıldığında killilikten geldiği sanılan bu durumun aslında organik maddece zengin olmasından kaynaklandığı anlaşılmaktadır. Çünkü petrofizik log parametrelerindeki artış gerçekten killilikten olsa idi rezistivitelerin düşük olması gerekirdi. Killilik genelde düşük olup Gamma Ray okumasının asıl bileşenini uranyum oluşturmaktadır..

Karaboğaz formasyonu öncelikle petrol türümüne olanak sağlayan bir kaynak kaya, alttaki rezervuarlar için örtü kaya ve sığ fasiyesin gelişmesi durumunda da rezervuar kaya özellikleri sunmak*-. Bölge için kabul edilen bir görüşte Karaboğaz formasyonundan türeyen petrolün ya yerinde kapanlandığı ya da sınırlı göçe maruz kaldığıdır.

Karababa - C üyesi:

N-9 kuyusunda Karababa - C üyesi, 2174.00 (-1467.00) metre giriş ve kottadır. Temiz kireçtaşı olarak geçilen organik maddece zengin bu birimde, kesintilerde emare görülmemiştir. 2180.50 - 2201.00 m. ler arası yapılan DST sonucu 1 tk. de petrollü sondaj çamuru alınmıştır. Formasyon girişinden 2185.00 m. ye kadar % 5 poroziteli, permeabilitesi çok az olan seviye vardır. Alttan 5 m. kadarı test edilen bu seviyede permeabilite sorunu vardır. Testte, akış basınçlarının düşük olması da asit sonrası liriti lebi liri iğinin zor olacağını düşündürmektedir. 2185.00 m. den formasyon tabanına kadar birim kesiftir. LLS (orta zonda rezistivite okuması ohm.m) ve LLD (derin zonda rezistivite okuması ohm.m) loglarındaki seperasyon mikroçatlaklardan kaynaklanmıştır. Ancak devamlılığı olmayıp, sönmülenen kılcal çatlaklardır (Şekil 8). Ortalama efektif porozite %3.8, toplam porozite %9.7, kil hacmi % 13 dir.

N-10 kuyusunda Karababa - C üyesi, 2162.00 (-1475.00) metre giriş ve kottadır. Litoloji temiz kireçtaşıdır. Karababa - C girişinden itibaren 13 m. lik % 8-9 poroziteli bir zon geçilmiştir.. Ayrıca 2164.00 - 2187.00 m. ler arası kesintilerde az petrol emaresi görülmüştür (Şekil 9). Efektif porozite %4.2, kil hacmi %3 dir.

N-11 kuyusunda Karababa - C üyesi, 2117.00 (-1489.00) metre giriş ve kottadır. Girişten itibaren 13 m. lik poroziteli bir zon geçilmiştir. GR' in çok yüksek olmaması killi bir formasyon olmadığını gösterir. SP' de sola sapma olması rezistivite loglarında seperasyon olmaması ve permeabi I itenin düşük olduğunu gösterir. Ancak 2120.00 - 2128.00 m. leri arasında permeabiliteli bir zon geçilmiştir. Kireçtaşı olarak kesilen birimde 2141.00-2142.00 m. leri arasında SP, rezistivite ve porozite logları artış göstermiştir. Burda çatlak olabileceği düşünülmekte ve önemli bir hedef seviyedir (Şekil 10). Karababa C üyesi Tokaris sahasında ikinci derece rezervuar olma özelliği gösteren bir fasiyestir. Sahada üretilen petrolün bir bölümü Karababa C üyesi içindeki bu gözenekli zondan elde edilir. Çörtlü, fosfatlı biyoklastik vaketası / istiftası olarak tanımlanan bu zon görünür matriks gözenekliliği taşımasına rağmen SEM çalışmaları sonucu mikro boşluklar arasında muhtemel bağlantının pek olmadığı görülmüştür. Bu da fasiyesin geçirgenliğinin zayıf olduğunun göstergesidir. Üretim değerleri de bunu doğrulamaktadır. Bu fasiyesin ortalama log gözenekliliği % 8 civarındadır. Tek kuyudan alınan (Tokaris - 6) FMI logundan çatlaklanmanın sınırlı, çatlakların çoğunlukla yarı dolgulu oldukları gözlenmiştir. Ortalama kalınlığı 12.00 metre olan bu fasiyes sahanın genelinde devamlılık gösterir.

Karababa C üyesinin tabanını oluşturan bu fasiyes biyoklastik malzemenin karışımını içeren vaketaşları ile karakterize edilebilir. Bu fasiyesin ortalama log gözenekliliği % 3 - 4 arasındadır. Çatlak sisteminin iyi gelişmediği bu fasiyes rezervuar özellikleri göstermez. Bu fasiyesin saha içinde ortalama kalınlığı 22.00 metredir ve bütün sahada devamlılık gösterir.

Karababa-C üyesinde Th yoktur, K ise son derece düşüktür ve bu durumda killilikten bahsedilemez. Buradaki radyoaktivite uranyumdan kaynak-

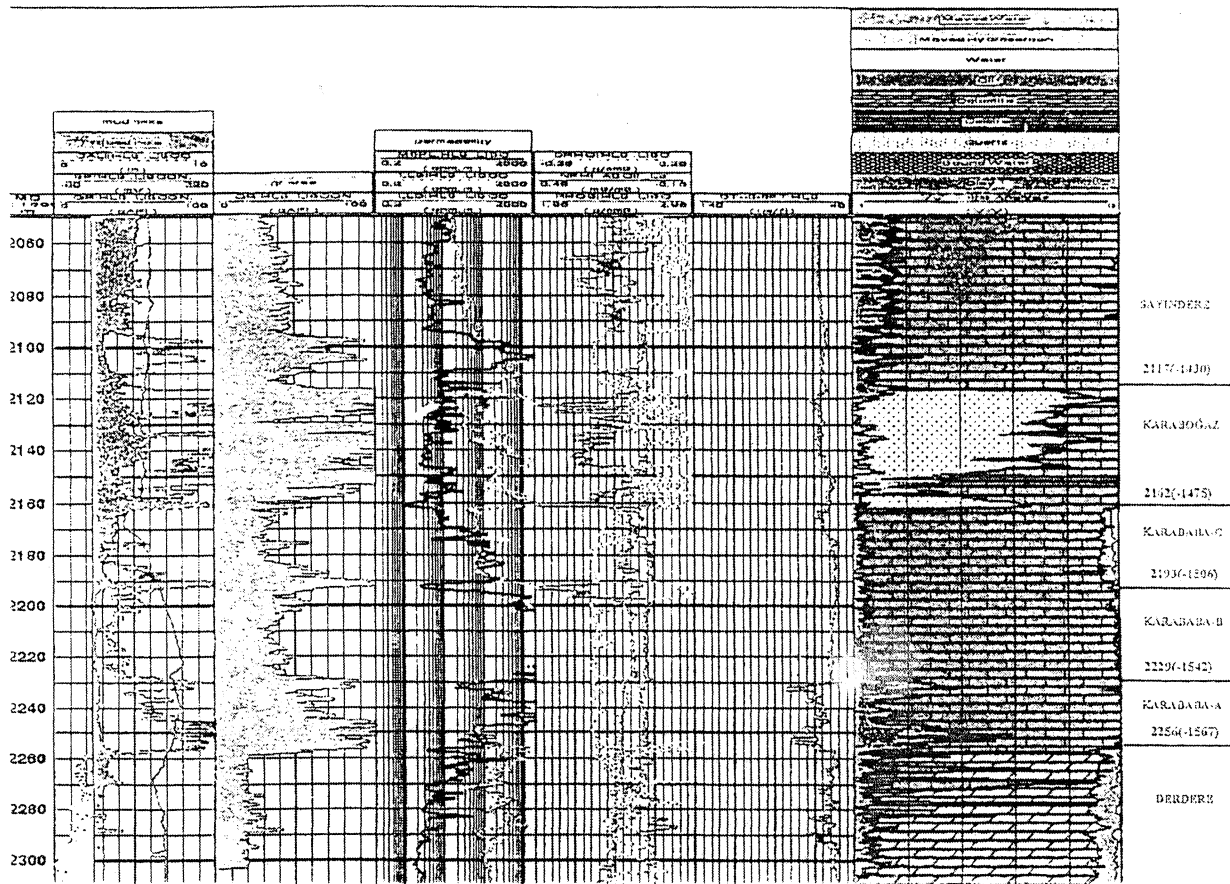
lanmaktadır. Üretim bu formasyonda girişten sağlanmaktadır. Genelde burada birincil porozite gelişimi de gözlenmektedir. Bunun dışında kesif olarak geçilen birimde çatlakların gelişimi üretim için belirleyici olmaktadır.

Karababa - B üyesi:

N-9 kuyusunda, Karababa - B üyesi 2205.00 (-1498.00) metre giriş ve kottadır. Litoloji killi, çok az çörtlü, kesif kireçtaşı olup birimin porozite ve permeabilitesi düşüktür. Rezistiviteler çok yüksek-

tir. Çatlak gelişen yerlerde petrol olabilir (Şekil 8). Ortalama efektif porozite %0.1, toplam porozite %4, kil hacmi % 13 dür.

N-10 kuyusunda, Karababa - B üyesi 2193.00 (-1506.00) metre giriş ve kottadır. Litoloji çörtlü kireçtaşıdır. Rezistivite loglarından back - up olduğu görülmektedir (Şekil 9). Ortalama efektif porozite %0.2, kil hacmi %4 dür.



Şekil 9. N-10 Kuyusunun Elan Plus programında değerlendirilmesi

Figure 9. Evaluation N-10 well through Elan Plus program

N-11 kuyusunda, Karababa - B üyesi 2154.00 (-1526.00) metre giriş ve kottadır. Litoloji çörtlü kireçtaşıdır. Rezistivite loglarından bu formasyonun kesif olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 10). Ortalama efektif porozite %0.15, toplam porozite %9.6, kil hacmi %39 dur.

Bu üye düşük gözenekli olup, ortalama log gözenekliliği % 1 - 3 dür. Bioklastik vaketaşlarından oluşur. Çalışma sahasında rezervuar özelliği göstermez. Ortalama kalınlığı 38 metre ve bütün sahada devamlılık gösterir. Karababa-B üyesinde Toryum ve Potasyum değerlerinin son derece düşük

olması Gamma Ray ile ölçülen radyoaktivitenin yine uranyumdan kaynaklandığını göstermektedir.

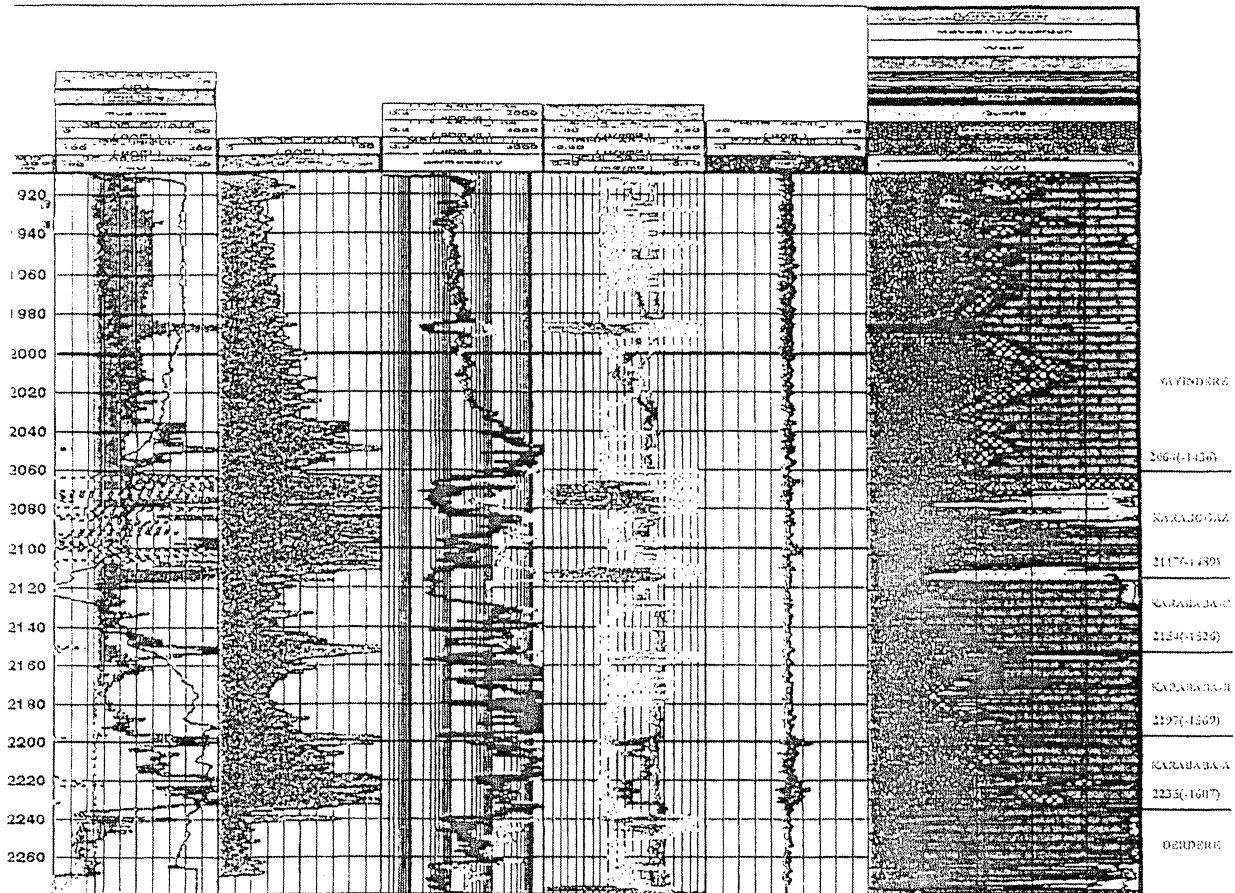
Karababa - A üyesi:

N-9 kuyusunda Karababa - A üyesi, 2238.00 (-1531.00) metre giriş ve kottadır. Litoloji killi kireçtaşı olup kesiftir (Şekil 8). Ortalama efektif porozite %1.9, toplam porozite %10, kil hacmi %27 dür.

N-10 kuyusunda Karababa - A üyesi, 2228.00 (-1542.00) metre giriş ve kottadır. Litoloji killi kireçtaşıdır. Neutron logu organik maddeden etki-

lenmiş olup bu Th, K, U' dan kaynaklanmaktadır (Şekil 9). Ortalama efektif porozite %0.9, kil hacmi %24 dür.

N-11 kuyusunda Karababa - A üyesi, 2197.00 (-1569.00) metre giriş ve kottadır. Litoloji killi kireçtaşıdır. 2199.00 - 2202.00 m. leri arasındaki rezistivite, porozite loglarından çatlak olabileceği düşünülmektedir. Th - K aralığının fazla olması killi bir formasyon olduğunu gösterir (Şekil 10). Ortalama efektif porozite %43, toplam porozite %16, kil hacmi % 65 dir.



Şekil 10. N-11 Kuyusunun Elan Plus programında değerlendirilmesi

Figure 10. Evaluation N-11 well through Elan Plus program

Karababa - A üyesi rezervuar açısından önemli değildir. Zengin organik madde içeriği yönünden kaynak kaya olarak önemlidir. Ayrıca altında yer alan Derdere Formasyonu için örtü kaya olarak dikkat çekicidir.

Gamma Ray ve Sonik loglarında Karababa-A üyesi tipik karakteri ile göze çarpar. Ancak bu log karakteri sanıldığı gibi kil miktarının fazlalığından ötürü değildir. Karababa formasyonunda, kesinti ve karot örnekleri üzerinde TPAO Araştırma merkezi

X-Ray Servisinde yapılan tüm kaya analizlerinden elde edilen kil yüzdelere göre (Karababa-C %2, Karababa-B %6, Karababa-A %3, Derdere %2) bu birimler Karababa-B üyesinden az, Karababa-C üyesine ve Derdere formasyonuna yakın değerler verdiği görülmüştür. Loğlardan Karababa-A üyesinin kil hacmi %24-65 arasındadır.

Derdere formasyonu:

N-9 kuyusunda Derdere formasyonu, 2257.50 (-1550.50) metre giriş ve kottadır. Formasyon girişi kireçtaşıdır. 2274.00 m. ye kadar dek kireçtaşı olarak geçilen birimde, 2274 metrede kaçak olmuştur. Son derinliğe kadar sirkülasyon sağlanamamıştır. Loğlardan tam kaçığın olduğu seviyede dolomit başladığı anlaşılmaktadır. 2256.50 - 2277.00 m' ler DST ile kaçak seviyesini içine alacak şekilde testlenmiştir. Loğlardan çatlaklar 2275.00 - 2276.00 m'ler arası görülmektedir. 2281.70 - 2295.00 m. aralığında yapılan testlerden çatlak olduğu anlaşılmaktadır. 2286 m. de çatlak olduğu gözlenmektedir. Log kalitesinin iyi olduğu seviyelerde % 9 kadar porozite, rezistivite de ise invazyon gösteren davranış vardır. Ortalama efektif porozite %6.8, toplam porozite %10 dur. Formasyon girişinden itibaren ilk 3 metre kesiftir. Bu metreden tabana kadar kuyu HC açısından olumlu görülmektedir (Şekil 8).

N-10 kuyusunda Derdere formasyonu, 2256.00 (-1565.00) metre giriş ve kottadır. Derdere formasyonu girişi kireçtaşı ile başlamış, dolomit miktarı 2275.00 m. den itibaren tabana kadar artmıştır. NPFI loğundan iyi porozite olduğu anlaşılmaktadır (% 10). Bu formasyon içinde 3 adet DST yapılmıştır (Şekil 9). Ortalama efektif porozite %6 dir.

N-11 kuyusunda Derdere formasyonu, 2232.00 (- 1607.00) metre giriş ve kottadır. Girişten itibaren kireçtaşı, tabana doğru dolomit geçilmiştir. 2239.00 - 2249.00 m. leri arasında rezistivite ve porozite loğlarından çatlak olabileceği düşünülmekte ve önemli bir hedef seviyedir (Şekil 10). Ortalama efektif porozite %5, toplam porozite % 10 dur.

Gözenekliliği oldukça düşük olan kireçtaşlarının (% 3 - 4) Güney bloğa doğru artarak % 6 - 7 lere ulaştığı loğlardan da gözlenmektedir. Diğer bir deyişle tanetaşı yapısındaki kireçtaşlarını kesen kuyularda rezervuar özellikleri daha olumludur. Sahadaki ortalama kalınlığı 22 metre olan bu kireçtaşları bütün sahada devamlılık gösterir.

Istifası ve vaketası karakterindeki kireçtaşlarının rezervuar özellikleri sınırlıdır. Ortalama efektif gözeneklilikleri de % 5 - 6 civarındadır.

Adıyaman yöresinde asıl hedef olan ve birinci derecede rezervuar olma özelliği gösteren seviye, kireçtaşlarının hemen altında gelişen dolosparit ve dolomikrosparit dokulanna sahip gözenekli dolomitlerdir. Bunlar kristal arası gözenekliliğe sahiptir. Ortalama log gözenekliliği % 8 - 9 dur. Çalışma sahasının güney bloğuna doğru gözeneklilikler artış gösterir. Çalışma sahasında kuzey bloğun su kontağı olan - 1630.00 metre ve güney bloğun su kontağı olan -1610.00 metrenin üstünde kalan yerlerde ekonomik rezervuar özelliği göstermektedir.

Derdere Formasyonu dolomitlerinin üstteki kireçtaşlarına göre daha çatlaklı ve çatlaklanmanın da güney blokta daha fazla olduğu görülmektedir. Ancak bu fasiyesin ortalama kalınlığı hakkında birşey söylemek zordur.

Senomaniyen'de gerçekleşen karbonat çökeli minden sonra bölgede bir aşınma dönemi başlamıştır. Bu aşınma döneminde Derdere formasyonu'nun üst kesimlerinde oluşan karstlaşma genellikle hazne kaya özelliği taşımayan zonlara hazne kaya özelliği kazandırmıştır. Karstlaşmaya ilave olarak yine çökelim sonrası oluşan tektonizma sonucu çatlak sistemlerinin gelişmesi birimin üretme kapasitesini arttıran etkenlerdir. Derdere formasyonu'nda gözlenen en önemli ve etkin değişim olayı dolomitleşmedir.

Sahada yapılan üretimin hemen hemen tamamı bu formasyonun özellikle iyi poroziteli ve çatlaklı dolomitlerinden yapılmaktadır. Derdere formasyonu'ndaki kesif kireçtaşında genelde üretim potansiyeli düşüktür. Kesif ve düşük poroziteli olmasına

rağmen rezistivite değerinin de düşük olması mikroçatlaklarla açıklanabilir. Kuyu çapında genelde bozuk veya rugose olması düşük porozite ve mikroçatlakların varlığıyla ilgilidir. Üretim genelde çatlaklardan sağlanmaktadır. Poroz zonlar için geçerli olan porozite değerleri; 5-10 metrelik bir zonda %8-10'lara çıkmakta ve burada hesaplanan su doygunlukları %30-42 civarındadır.

SONUÇ VE TARTIŞMA

Bölgede Kretase yaşlı karbonat rezervuarları birincil rezervuar özellikleri açısından olumsuz görülmesine rağmen diyanetik gelişmeler ve tektonik etkiler sonucu gelişen ikincil gözeneklilik ve geçirgenlik değerlerinin artmış olması nedeniyle bu alanlar petrol üretim potansiyeli açısından Türkiye'nin en önemli rezervuarlarıdır. Kuyulardan alınan karot analiz sonuçları, yapılan DST tesleri ile yapılan log değerlendirmeleri arasında bir uyum görülmektedir. Bu veriler yukarıda bahsedilen görüşleri destekler niteliktedir. Sahada yapılan daha önceki çalışmalar ağırlıklı olarak sedimantoloji-petrografi-diyajenez, jeokimya ve ortamsal analizlerle ilgili olmuştur. Kuyu loğları birçok çalışmada korelasyon amacı için kullanılmış, zaman zamanda petrofizik yöntemlerle elde edilen poroziteler değerlendirilmelerde dikkate alınmıştır. Bu çalışmada ise Kretase karbonatlarının petrofizik parametreleri bilgisayar programıyla belirlenmiş ve yorumlanmıştır. Bölgede üretim Kretase yaşlı Mardin ve Adıyaman Gruplarının çatlaklı dolomit ve kireçtaşlarından sağlanmaktadır. Bölgede rezervuar kalitesini ve üretimini etkileyen en önemli parametre geçirgenliktir.

Tokaris sahasında hazne kaya özelliği gösteren birimler Mardin Grubu içindeki Karababa-C üyesi ve Derdere Formasyonudur. N-9 kuyusu sahanın kuzey doğusunda bulunan yapının üretim potansiyelinin belirlenmesinde önemli rol oynamakta olup, bu kuyuda Derdere formasyonundan 2209.00-2231.00 metreler arasında üretim yapılmaktadır.

Tokaris sahasında su-petrol dokanağı tam olarak belirlenememesine rağmen -1620.00 ile -1630 .00 metreler arasında olduğu sanılmaktadır. N-10 ku-

yusunda öncelikli hedef seviye Derdere Formasyonu olup saha genelinde ikinci üretim yapılan formasyon Karababa-C üyesidir. Karaboğaz Formasyonunun ise saha genelinde üretim potansiyeli bulunmamakta olup, N-II kuyusunda da hedef seviye yine N-10 kuyusunda olduğu gibi Derdere formasyonu'dur.

Karababa formasyonu, Derdere formasyonunun çökeliminden sonra oluşan aşınma yüzeyi üzerine transgresif olarak gelen denizel bir ortamda çökelmeye başlamış ve regresif dönemde çökelimini tamamlamıştır. Karababa formasyonu üzerine transgresyonla ve upvelling sisteminin etkisinde kalarak Karaboğaz karbonat birimi çökelmiştir.

Sahada hem gözeneklilik oranında hem de gözenekli seviyelerin kalınlığında azalma görülmüştür. Özellikle, ikincil erime boşluğu gözenekliliğinin daha az geliştiği ve matriks gözenekliliğinin egemen olduğu tespit edilmiştir. Birimlerde basınç çözünmesi yaygındır ve oluşan petrolün göçünü kontrol etmiş olabilir.

Bölgede rezervuar kayalar Karaboğaz formasyonu ve Mardin Grubu karbonatlarıdır. Karaboğaz formasyonu Tokaris sahasında 30-57 metre kalınlığında % 6-15 toplam, % 1.5-3 efektif poroziteli çörtlü kireçtaşlarından oluşmaktadır. Sahada birim genelde üretken değildir. Karababa C üyesi ise 28-38 metre kalınlığında olup, girişten itibaren ilk 10-13 metresi ortalama porozitesi % 5,2-8,4 olan kireçtaşlarından oluşmuştur. Birimin permeabilitesi çok düşük olup, 0.01 md civarındadır. Kuyularda bu zonda üretim ancak asitleme ile mümkün olmaktadır. Bu formasyon için ölçülen su tuzluluğu 90000-96000 ppm civarındadır. Karababa-C nin alt kesimi ise sık dokulu kireçtaşlarından oluşmuştur. Kuyularda Karababa-B üyesi 32-38 metre kalınlığında % 4-9.6 toplam, % 0.1-2 efektif poroziteli sık dokulu kireçtaşı ve Karababa-A üyesi ise 19-29 metre kalınlığında killi kireçtaşı olarak geçilmiştir. Derdere formasyonu 100-130 metre kalınlığında olup, girişten itibaren 15-28 metresinin ortalama porozitesi % 1,4-5 olan kireçtaşlarıyla başlar. Yer yer %10 poroziteyi bulan değerlerde görülmesine rağmen üretim ancak asitleme ile ya-

pılabilmektedir. Kireçtaşı kesiminin altında yüksek permeabiliteli dolomitler mevcuttur. Saha genelinde dolomitler ortalama % 10-11 toplam, %5-7 efektif porozite göstermesine rağmen N-9 kuyusunda bol çatlaklı olması nedeniyle porozitesi %16 civarındadır. Sahada asıl üretimin yapıldığı kesim Derdere formasyonunun dolomitli seviyeleridir.

KAYNAKLAR

- Duran, O; Şemsir, D; Sezgin, İ; Perincek, D., 1988. GDA'da Midyat ve Silvan Gruplarının Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve petrol potansiyeli. TPJD Bülteni, C1, s: 99-126.
- Duran, O; Şemsir, D; Sezgin, İ; Perincek, D., 1989. GDA 'da Midyat ve Silvan Gruplarının stratigrafisi, sedimentolojisi ve paleocografyası, paleontolojisi, jeoloji tarihi, rezervuar ve diyajenez özellikleri ve olası petrol potansiyeli. TPAO Arama Grubu Raporu, No.2563.
- Araç, M., Yılmaz, E., 1991. XI. ve XII. Bölge Güneyindeki Kuyularda Kesilen Cudi ve Mardin Gruplarının Sedimentolojisi ile Fasiyes, Diyajenez ve Rezervuar Özellikleri. TPAO Araştırma Merkezi Raporu No: 3063, 141 s.
- Çelikkemir, E., Görür, N ve Dülger, S., 1987. GDA X., XI ve XII. Petrol Bölgelerinde Mardin Grubu Karbonatlarının Sedimentolojisi, Yayılımı, Fasiyes, Çökme Ortamı ve Paleocografyası, TPAO Arama Grubu; Rapor No: 2321
- Çelikkemir, E., Dülger, S., 1990. Güneydoğu Anadolu'da Mardin Grubu Karbonatlarının Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Rezervuar Özellikleri. TPAO Arama Grubu Raporu No: 2665, s.93.
- Çelikkemir, E., Dülger, S., Görür, N., Wahner, C, ve Uygur, K., 1991. Stratigraphy, Sedimentology and Hydrocarbon Potential of Mardin Group, SE Turkey. Special Publication of EAGE, No:1, 439-454.
- Duran, O., Araç, M., 1990. Yeniköy Üretim Sahası ve Dolayında (XI. Bölge) Mardin Grubu Karbonatlarının Fasiyes dağılımları ve Rezervuar özellikleri. TPAO Araştırma Merkezi Raporu No: 1586, s.43.
- Duran, O., 1991. Beşikli, Tokaris, Bakacak ve Taşlık Sahalarının Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Rezervuar Özellikleri. TPAO Araştırma Merkezi Raporu No: 2915, 43s.
- Flexer, A., Rosenfeld, A., Lipson-Benitah, S. And Honigstein, A., 1986. Relative Sea Level Changes During the Cretaceous in Israel. AAPG, 70, p. 1685-1699.
- Güngör H., Güney, R., Çoban, K., Ulu, M., 1996. Tokaris-9 Tespit Kuyusu Programı. TPAO Genel Müdürlüğü.
- Güngör, H., Güney, R., Çoban, K., Ulu, M., 1997. Tokaris-10 Tespit Kuyusu Programı. TPAO Genel Müdürlüğü.
- Güngör, H., Güney, R., Çoban, K., Ulu, M., 1997. Tokaris-11 Tespit Kuyusu Programı. TPAO Genel Müdürlüğü.
- Güven, A., Tezcan, Ü. Ş., Dinçer, A., Tuna, M.E., 1988. Güneydoğu Anadolu'da Mardin ve Midyat Grupları arasında yer alan birimlerin stratigrafisi. TPAO Araştırma Merkezi Raporu, No: 2414.
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M. E., ve Çoruh, T., 1991. Güneydoğu Anadolu Kampaniyen-Paleosen Otokton istifinin Stratigrafisi. TPAO Arama Grubu Raporu No: 2414, 154s.
- Köylüoğlu, M., 1986. Güneydoğu Anadolu Otokton birimlerinin kronostratigrafisi, mikrofasiyes ve mikrofosilleri. TPAO Araştırma Grubu Eğitim Serisi. No:9.
- Özkanlı, M., 1998. Adıyaman Doğusu Mardin Grubu Karbonatlarının Rezervuar Özelliklerinin Petrofizik Yöntemlerle Belirlenmesi. Doktora Tezi (yayınlanmamış).

- Perincek, D., Duran, O., Bozdoğan, N., Çoruh, T., 1991. Stratigraphy, and Paleogeographic Evaluation of the Autochthonous Sedimentary Rocks in SE Turkey. Ozan Sungurlu Symposium Proceedings. P.274-305.
- Sarı, A., Bahtiyar, İ., 1999. Geochemical Investigation of Beşikli Oil Field. Marine and Petroleum Geology.Vol.16,p.151-164.
- Schlumberger Limited., 1979. Schlumberger Log Interpretation Charts
- Sungurlu O., 1974. VI. Bölge Kuzeyinin Jeolojisi ve Petrol İmkanları. Second Petroleum Congress of Turkey, Proceedings, P. 85-107.
- Şemşir, D., Duran, O., Alaygut, D., Kaya, M.A., Kumsal, K., Güngör, H., Aydemir, V., 1992. XI-XII. Bölgelerde Beşikli, D.Beşikli, Tokaris, Bakacak ve İkizce, Taşlık Kuyuları civarının Stratigrafisi, Tektoniği, Yer altı Jeolojisi ile Karaboğaz Formasyonu ve Mardin Grubunun sedimantolojisi, Diyajenezi, Elektrofasiyes Analizi ve Rezervuar değerlendirilmesi. TPAO Arama Grubu Raporu. No:3051.
- Yılmaz, E., Gürgey, A., İztan, H., 1991. Petrographical, Sedimentological, Micropaleontological and Geochemical Studies in the Ozansungurlu-1/A Well. TPAO Reserch Center, Report No: 1733, 3 İp.
- Yılmaz, E., 1993. Petrographical and Sedimentological Studies in the Ozan Sungurlu-4 Well. TPAO Araştırma Merkezi Raporu No: 3354,1 İp.
- Yılmaz, E., Duran, O., 1997. Güneydoğu Bölgesi Otohon ve Allohton Birimleri Stratigrafisi Adlana Sözlüğü.
- Wagner, C Soylu, C. ve Pehlivanlı, M., 1986. Oil Habitat of the Adıyaman Area, South - East Turkey, a joint Geological - Geochemical Study, TPAO Arama Grubu, Rapor No: 2139.

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 2002 • Cilt 45 • Sayı 1
February 2002 • Volume 45 • Number 1

İÇİNDEKİLER CONTENTS

ÖZÇELİK, O., Beypazarı (Ankara) Kuzeyinde Miyosen Yaşlı Bitümlü Birimlerin Organik Jeokimyasal Özellikleri
Organic Geochemical Characteristics of Miocene Bituminous Units, North of Beypazarı (Ankara)..... 1

ÇİFTÇİ, Y., Sivas - Kızıladağ Ofiyolitlerinin (Orta Anadolu) Eser Element, Ni, PGE ve Au Jeokimyası
Trace Element, Ni, PGE and Au Geochemistry of Sivas - Kızıladağ Ophiolites (Central Anatolia)..... 19

BOZTUĞ, D., ÇEVİKBAŞ, A., DEMİRKOL, C., TATAR, S., AKYILDIZ, M., OTLU, N., Karamadazi Plütonunun (Yahyalı-Kayseri) Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelemesi
Mineralogical-Petrographical and Geochemical Study of the Karamadazi Pluton, Yahyalı-Kayseri, Central Anatolia, Turkey..... 41

OCAKOĞLU, F., Dikme Miyosen Havzasının (KD Aladağlar) Sedimentolojik İncelemesi
Sedimentary Analysis of the Miocene Dikme Basin (NE Aladağ Mt.)..... 59

YÜRÜR, M.T., TEMEL, A., KÖSE, O., Evidences of Extensional Tectonics at the Southern Boundary of the Galatean Volcanic Province, NW Central Anatolia
Gulatiya Volkanik Bölgesinin (KB İç Anadolu, Türkiye)Güney Sınırında Kabuk Açılışına Ait Veriler..... 85

TUNOĞLU, C., A New Pontian Genus and Subgenus Discovery of Candonidae (Ostracoda) from the Eastern Black Sea Region of Turkey
Türkiye'nin Doğu Karadeniz Bölgesi'nden Candoniade (Ostracoda) familyasına ait Ponsiyen Yaşlı Bir Yeni Cins ve Altcinsin Keşfi..... 99

YÜCESOY ERYILMAZ, F., Kuzeydoğu Ege Denizi-Çanakkale Boğazı ve Marmara Denizi Geçiş Bölgesi Çökeltilerinde İnce Tane Boyunun Ağır Metal Dağılımına Etkisi

Effect of Fine-Grain Size On Distribution of Heavy Metals in the Sediments of the Northeaster Aegean Sea, Çanakkale (Dardanelles) Strait and Marmara Sea Transition..... 111

KUŞÇU, İ., GENÇALIOĞLU KUŞÇU, G., SARAÇ, C., D.MEINERT, L., Jeokimyasal Karakterizasyon Çalışmalarında Faktör Analizi Yönteminin Kullanımı: Çelebi Granitoidi ve Karamadazi Graniti
Factor Anilysis Method in Geochemical Characterization Study; Çelebi Granitoide and Karamadazi Granite..... 125

YILMAZ, C., Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etkenleri
Tectono-Sedimentary Records and Controlling Factors of the Mesozoic Sedimentary Basin in the Gümüşhane-Bayburt Region..... 141

SONEL, N., EKER, N., SARI, A., BAĞCI, S., Tokaris Sahası Mardin-Adıyaman Grubu Birimlerinin (Adıyaman-Kahta) Petrol Hazne Kaya Özelliklerinin Flan Plus Yazılımlıyla Değerlendirilmesi (Güneydoğu-Türkiye)
Interpretation of Tokaris Area Adıyaman-Mardin Group Members' Adıyaman-Kahta Reservoir Properties in a Software..... 165

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri;
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS'de yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation.

Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS.

Yazisma Adresi

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P K. 464-Yenişehir, 06444 ANKARA
Tlf: (0 312) 434 36 01 • Fax: (0.312) 434 23 88
www.imo.org.tr
e-posta: jmo@jmo.org.tr

Correspondence Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
P O. Box 464-Yenişehir, 06444 ANKARA
Tlf: (0.312) 434 36 01 • Fax: (0.312) 434 23 88
www.imo.org.tr
e-mail: jmo@jmo.org.tr