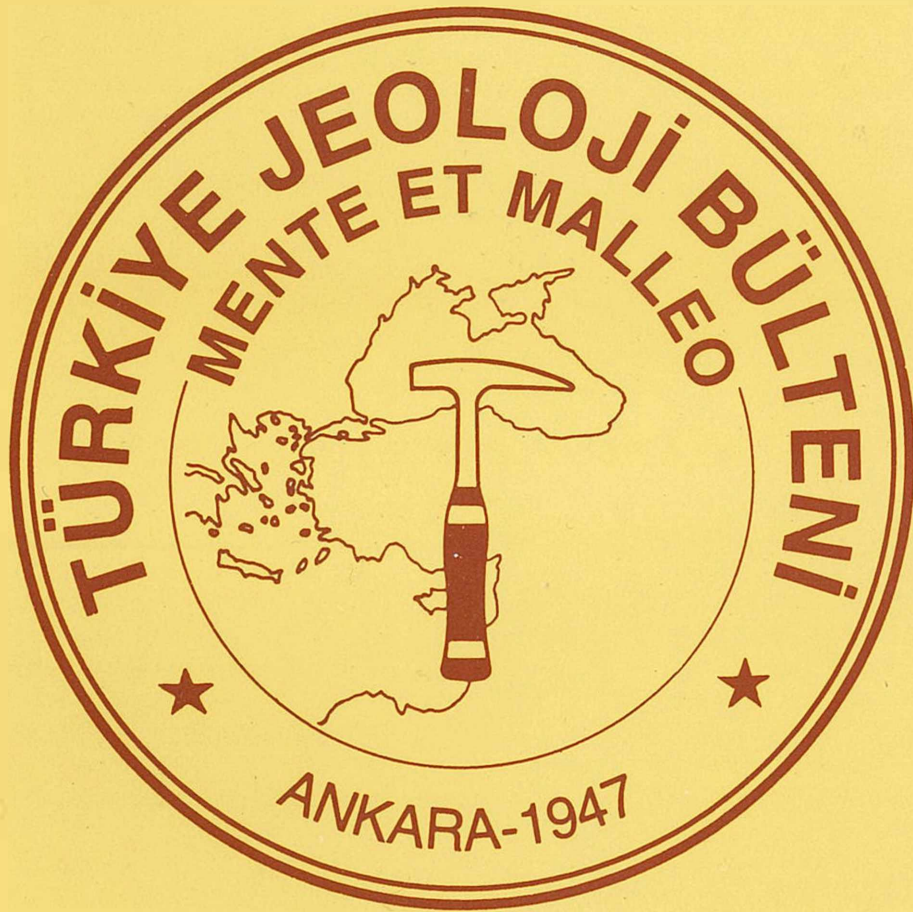


# TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Ağustos 2003 Cilt 46 Sayı 2  
August 2003 Volume 46 Number 2

ISSN 1016-9164



**TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI**  
*Chamber of Geological Engineers of Turkey*

**TMMOB**  
**JEOLJİ MÜHENDİSLERİ**  
*Chamber of Geological Engineers of Turkey*

**YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD**

ÇELEBİ Aydın	Başkan / <i>President</i>
EKİNCİ Oktay	İkinci Başkan / <i>Vice President</i>
CENGİZ İsmet	Yazman / <i>Secretary</i>
ÇAĞLAN Dündar	Sayman / <i>Treasurer</i>
ECEMİŞ Buket	Mesleki Uygulamalar Üyesi / <i>Member of Professional Activities</i>
DEMİRTAŞ Ramazan	Yayın Üyesi / <i>Member of Publication</i>
ÇALAĞAN Erbay Hatice	Sosyal İlişkiler Üyesi / <i>Member of Social Affairs</i>

**TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ**  
*Geological Bulletin of Turkey*

**Yayın Kurulu / *Publication Board***

**Editörler / *Editors***

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

**Teknik Editör / *Technical Editor***

DELİBAŞ Okan, Hacettepe Üniversitesi

**Yazı İnceleme Kurulu / *Editorial Board***

BAYHAN Hasan, Hacettepe Üniversitesi  
BOZKURT Erkin, Orta Doğu Teknik Üniversitesi  
BOZTUĞ Durmuş, Cumhuriyet Üniversitesi  
CHOROWICZ Jean, Paris IV Üniversitesi  
DEMİREL İ. Hakkı, Hacettepe Üniversitesi  
DEYNOUX Max, CNRS  
DİRİK Kadir, Hacettepe Üniversitesi  
DOWD Peter A., Leeds Üniversitesi  
GEDİK İsmet, Karadeniz Teknik Üniversitesi  
GÖKTEN Ergun, Ankara Üniversitesi  
GÜLEÇ Nilgün, Orta Doğu Teknik Üniversitesi  
HELVACI Cahit, Dokuz Eylül Üniversitesi  
İNAN Kemal, Avustralya Min. ve Enerji Bak.  
LEJAY Alain, ELF Aquitaine  
KELLING Gilbert, Keele Üniversitesi

KIRMACI Ziya, Karadeniz Teknik Üniversitesi  
ÖZKAN Y. Ziya, MTA Genel Müdürlüğü  
PAKTUNÇ Doğan, Canmet Min. B. Lab.  
PEKDEĞER Asaf, Freie Üniversitesi  
SAĞIROĞLU Ahmet, Fırat Üniversitesi  
SATIR Muharrem, Tübingen Üniversitesi  
SİREL Ercüment, Ankara Üniversitesi  
ŞEN Şevket, Paris Doğa Tarihi Müzesi  
TATAR Orhan, Cumhuriyet Üniversitesi  
TEMEL Abidin, Hacettepe Üniversitesi  
USTAÖMER Timur, İstanbul Üniversitesi  
ÜNLÜ Taner, Ankara Üniversitesi  
ÜNLÜGENÇ Ulvican, Çukurova Üniversitesi  
VAROL Baki, Ankara Üniversitesi  
YALÇIN Hüseyin, Cumhuriyet Üniversitesi

**Yazışma Adresi**

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası  
PK . 464 Yenışehir, 06444 Ankara  
Tel : (312) 434 36 01  
Faks : (312) 434 23 88  
E - Posta : [jmo@jmo.org.tr](mailto:jmo@jmo.org.tr)  
URL : [www.jmo.org.tr](http://www.jmo.org.tr)

**Correspondence Address**

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey  
PO Box 464, Yenışehir, TR - 06444 Ankara  
Phone : + 90 312 434 36 01  
Fax : + 90 312 434 23 88  
E - Mail : [jmo@jmo.org.tr](mailto:jmo@jmo.org.tr)  
URL : [www.jmo.org.tr](http://www.jmo.org.tr)

# TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Ağustos 2003 • Cilt 46 • Sayı 2  
August 2003 • Volume 46 • Number 2

ISSN 1016 -9164

## İÇİNDEKİLER CONTENTS

- YALÇIN, H. ve BOZKAYA, Ö., Sivas Batısındaki (Yıldızeli - Akdağmadeni) Hidrotermal Kaolin ve I-S Oluşumlarının Mineralojisi**  
*Mineralogy and Geochemistry of Hydrothermal Kaolinite and I-S Occurrences. (Yıldızeli - Akdağmadeni) W- Sivas* .....1
- GÜL, M., EREN, M. ve GÜRBÜZ, K., Elmedin Tepe Resifi ve Kızılkaya Tepe Resif Kompleksinin (Mut - Mersin) Modal ve Fasiyes Analizi**  
*Modal and Facies Analysis of the Elmedin Hill Reef and Kızılkaya Hill Reef Complex (Mut - Mersin)* ..... 25
- KURT, H., ÖZKAN, A.M. ve KOÇAK, K., Orta Anadolu da Konya'nın Batısındaki Dalmabatma ile İlişkili Volkanik Kayaçların Jeolojisi, Petğrafisi ve Jeokimyası**  
*Geology, Petrography and Geochemistry of the Subduction Related Volcanic Rocks, West of Konya, Central Anatolia* .....39
- EROL, K., Yeniköy Karışığı'nın (GB Trakya) Metamorfik Evrimi**  
*Metamorphic Evolution of Yeniköy Melange (SW Thrace)* .....53

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri :

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKNET veri tabanlarında yer almaktadır.

*Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:*

*GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKNET*

## TMMOB JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI

*Chamber of Geological Engineers of Turkey*



Sivas Batısındaki (Yıldızeli-Akdağmadeni) Hidrotermal Kaolin ve I-S Oluşumlarının Mineralojisi ve Jeokimyası

**Mineralogy and Geochemistry of Hydrothermal Kaolinite and IS Occurrences, (Yıldızeli-Akdağmadeni) W-Sivas**

Hüseyin YALÇIN

Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü 58140 Sivas  
e-posta : yalcin@cumhuriyet.edu.tr

Ömer BOZKAYA

Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü 58140 Sivas  
e-posta : bozkaya@cumhuriyet.edu.tr

Öz

Eosen'de etkin olan kırık sistemleri volkanik malzemelerin ortaya çıkmasına; olasılıkla Üst Miyosen'-de yeniden aktif hale geçerek hidrotermal akışkanlara olanak sağlamış gözükmektedir. Böylece Sivas batısında sıcak sular ile volkanojenik bileşenlerin kimyasal etkileşiminin ürünleri olan hidrotermal neoformasyon mineralleri oluşmuştur. Şeyhhalil, Canabdal, Kiremitli ve Kavak yörelerindeki beyaz-sarı renkli bozuşmuş volkanik kayalarda egemen olarak kaolinit veya I-S gelişmiştir. Ayrıca bu kayalarda jarosit, alünit, goya-zit, jips, barit, hematit, götit, pirit, markasit, jipsit, siderit ve tridimit mineralleri de saptanmıştır. Sadece Can-abdal yöresindeki alünit ve goyazit K-feldspattan türemiştir. Alünitin gözlenmediği diğer yörelerde ise jarosit ortaya çıkmakta ve çoğunlukla götite eşlik etmektedir. Bu mineralin oluşumunda biyotit ve/veya opak minerallerin bozuşması gerekmektedir. Kaolinit ve I-S'ler için, ortamlar farklı olmasına rağmen, tonştaynlara benzer bir oluşum biçimi ileri sürülebilir. Burada ilk aşama volkanik camın asidik hidrotermal çözeltiler ile ayrışması ve oluşan sulu Al-silikat jeli biçimindeki ara üründen itibaren kaolinit veya I-S'in sentezi olası gözükmektedir.

Anahtar Sözcükler: Hidrotermal bozuşma, Kaolinit, I-S, Mineraloji, Jeokimya

Abstract

*The fracture systems of Eocene age seem to be revealed volcanic materials and hydrothermal fluids by reactivating possibly in Upper Miocene. Thus hydrothermal neof ormation minerals, the products of interaction of thermal water and volcanogenic compounds, are occurred in the west of Sivas. Kaolinite and I-S are dominantly developed in the white-yellow altered volcanic rocks in the Şeyhhalil, Canabdal, Kiremitli and Kavak areas. Besides jarosite, alunite, goyazite, gypsum, barite, hematite, goethite, pyrite, marcasite, gibbsite, siderite and tridymite minerals are determined in these rocks. Alunite and goyazite from Canabdal area are derived from K-feldspar. Jarosite appears in the areas observed no alunite and accompanies usually goethite. The alterations of biotite and/or opaque minerals are necessary for formation of this mineral. A formation type similar to tonsteins can be proposed for kaolinite and I-S. Here first stage is the hydrolysis of volcanic glass by acidic hydrothermal solutions and then the synthesis of kaolinite or I-S from an intermediate product such a hydrated Al-silicate gel is possibly postulated.*

**Key words :** Hydrothermal alteration, Kaolinite, I-S, Mineralogy, Geochemistry

---

## GİRİŞ

Günümüzde geniş kullanım alanlarına sahip olması nedeniyle, kaolin sanayide aranan bir endüstriyel hammadde niteliğindedir. Türkiye'deki kaolin yataklarının oluşumu başlıca iki farklı ortam ve mekanizma ile açıklanmaktadır (Yeniyol, 1983; Gençoğlu ve diğ., 1989 ; Fuji ve diğ., 1995 ; Yalçın, 1991 ve 1997 ; Yalçın ve diğ., 1997) : Birincisi, göl- sel ve sığ denizel ortamlara çevredeki feldispatça zengin kayaların (özellikle granitik ve riyolitik) malzeme vermesi ve sonuçta diyajenetik süreçlerin egemen olmasıdır. İkincisi, asidik volkanik kayaların hidrotermal bozulması ile feldispat ve volkanik camın kaolinleşmesidir.

Çalışma sahası 1:100.000 ölçekli Sivas 1-36 paftasının yaklaşık tamamını kapsamakta olup, Sivas ve Yozgat ili sınırları içerisinde bulunmaktadır. Sivas havzasını yaklaşık doğu ve batıdan çevreleyen Eosen yaşlı volkanik kayalar içerisinde hidrotermal bozulma ile ilişkili kil oluşumları bulunmaktadır. Bu oluşumlar, özellikle Yıldızeli-Akdağmadeni (Yalçın, 1997; Çerikçioğlu ve Yalçın, 1998) ve Zara çevresinde yüzey temektedir. Bunlardan Zara çevresindeki kaolinler 1999 yılından itibaren ÇİMSA firması tarafından işletilmekte olup, bir doktora tezi kapsamında ayrıca incelenmektedir.

Yaklaşık 1-5 km<sup>2</sup>'lik çok sayıda yatak oluşturan bu oluşumların jeolojisi, mineralojisi, kökeni ve cevherleşmenin değerlendirilmesi (kalite, rezervtenör, kimyasal-teknolojik özellikleri, kullanım alanları) konusunda literatürde herhangi bir bilgiye rastlanılmamıştır. Bölgenin stratigrafik ve tektonik özellikleri ise birçok araştırmacı (Kurtman, 1973; Tatar, 1977; Yılmaz, 1981a-b; 1983; Gökten, 1983; Tütüncü ve Aktimur, 1988; Aktimur ve diğ., 1990; Yılmaz ve diğ., 1995 ve 1997) tarafından incelenmiştir.

Bu çalışmada ise kaolin ve I-S biçimindeki killerin oluşumu, kökeni, parajenetik, mineralojik ve kimyasal özellikleri, bu minerallerin oluşumunda bozunma (weathering) ve bozulma (alteration) süreçlerinin (yüzeysel, hidrotermal, deniz suyu v.b.) etkisi araştırılmıştır. Çoğunlukla volkanojenik kayalardan oluşan köken malzemedeki bozulmaların

kaolinin yanı sıra, başka minerallerin (silis, alümit, kil, karbonat, metalik cevherleşme vb.) oluşumlarına yol açıp açmadığı ise incelenmesi gereken bir başka konuyu oluşturmaktadır.

Sivas havzası çevresinde gözlenen çok sayıda kaolinlerin oluşum mekanizmasına göre ayırtlanarak coğrafik dağılımlarının ortaya konulması, kaolin aramalarına dolayısıyla yeni yatakların bulunmasına katkıda bulunacaktır. Ayrıca, farklı kökendeki kaolinlerin mineralojik-kimyasal karakteristiklerinin belirlenmesi, kullanım alanlarının seçimine de yardımcı olacaktır. Bilinçsizce yapılan işletmelerle kaolin sahalarının yaygın biçimde paşalarla örtülmesi, gelecekteki araştırmaları da olanaksız kılacağından, bilimsel iletişimin önemli bir aracı olan proje ve makalelerle bu tür tehlikeler büyük ölçüde ortadan kaldırılabilecektir.

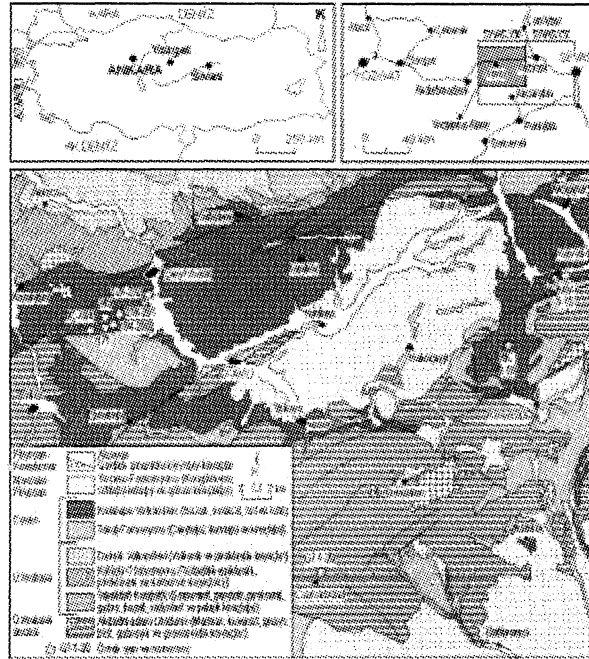
## STRATİGAFİ VE TEKTONİK

### Stratigrafi

Bu çalışmanın ilk aşamasında Yılmaz ve diğ. (1995 ve 1997) tarafından yapılan ve inceleme alanını da içine alan 1:100 000 ölçekli jeoloji haritası kullanılarak birimlerin stratigrafik ilişkileri incelenmiştir. Sonra çalışmanın amacı da göz önüne alınarak bölgenin jeoloji haritası kısmen değiştirilerek hazırlanmıştır (Şekil 1). Litostratigrafi birimlerinin adlandırılmasında önceki araştırmacıların (Özcan ve diğ., 1980; Yılmaz, 1981a, 1983) çalışmalarına mümkün olduğunca bağlı kalınmıştır (Şekil 2). Üst Kretase yaşlı birimleri Akdağmadeni Litodemi, Tekelidağ Karışığı, Kılıçlı Olistostromu ve Darmik Volkanitleri; Eosen yaşlı birimleri Tokuş formasyonu ve kaolin oluşumları içeren Kaletepe Volkanitleri oluşturmaktadır. En üstte ise Miyopliosen yaşlı İncesu formasyonu bulunmaktadır.

Akdağmadeni Litodemi başlıca gnays, şist, kuvarsit ve mermerlerden oluşmaktadır. Eosen yaşlı birimlerin üzerinde nap konumunda yer alan Tekelidağ ofiyolitli karışığının (Yılmaz, 1981a, 1983) egemen litolojilerini magmatik ve karbonat kayaları ile serpantin itler oluşturmaktadır. Magmatik kayalar tabakalı bir yapı sunmakta olup, yeşil renkli oldukça bozunmuş gabrolar ve siyah renkli bazalt-

SİVAS BATISINDAKİ (YILDIZELİ-AKDAĞMADENİ) HİDROTERMAL KAOLİN ve I-S OLUŞUMLARI



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru ve bölgesel jeoloji haritası (Yılmaz ve diğ., 1997'den basitleştirilerek).

Figure 1. Location and regional geology map of the study area (simplified from Yılmaz et al., 1997).

YAS	BİRM	YAKINLIK (M)	LİTOLOJİK SİMGE	AÇIKLAMALAR
NEOLİT		200		Alüvyon Uyumsuzluk Çukurluklu Siltli-kilimsi Konglomera
ALTYORTA SÖSEN	SALE TİPE	Y		Uyumsuzluk Yer yer prirmitik siltli yapılı volkanik kayalar (bazalt, bazaltik andezit, andezit) Volkanik tıraş ve aglomera
		Y		Beyaz yeşil renkli zeolitli sarı (S2 ve S1S) kumtaşı
TERTİER	YERLİ	Y		Fosil taşıyıcı Konglomera-kumtaşı
		Y		Bazaltik kayalar, porfiritik ve kromen epiklastikler
TERTİER	YERLİ	Y		Bazaltik kayalar bloklu kırıntılı kayalar Liyozonik
		Y		Mavi ve anaokrenit tulu kumtaşı, anaokrenitli kumtaşı Liyozonik
TERTİER	YERLİ	Y		Bazalt ve gabro
		Y		Tektonik dokanak
TERTİER	YERLİ	Y		Mermar, kuvarz, mikro-konkrasyon
		Y		

Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

Figure 2. Generalized stratigraphic columnar section of the study area.

lardan oluşmaktadır. İnce tabakalı, oldukça sert (yer yer silisli) ve kıvrımlı kireçtaşları ile temsil edilen karbonat kayaçları, bordo renkli mam (2-3 cm) ve yeşil renkli analsim içeren tüflü kumtaşları (10 cm) ile arakatlıdır. Kılıçlı Olistostromu; genellikle Üst Kretase yaşlı ve yer yer olistostromal özellikteki yastık yapılı spilitik bazalt, silisleşmiş riyolit türü volkanik ile volkanotortul kay açlardan oluşmakta ve düzensiz geometri sunmaktadır. Bunların bağlayıcı malzemesini gri-yeşil renkli kiltası, silttaşı, kumtaşı ve marnlar oluşturmaktadır. Darmik Volkanitleri; piroklastik ve epiklastik kayaçlar ile yer yer lavlardan oluşmaktadır.

Tokuş Formasyonu; ağırlıklı olarak çakıltaşmdan oluşan alt kesimi Susuzdağ üyesi, kumtaşlardan oluşan kesimi Banaz üyesi, Nummulites'li kireçtaşından oluşan bölümü ise Asar üyesi olarak üç alt birime ayrılmıştır. Susuzdağ üyesi konglomera ve breşlerin bileşenlerini 2 mm'den 20-30 cm'ye kadar değişen boyutlardaki metamorfik kayaç parçaları (kuvarsit, şist ve mermer) oluşturmaktadır. Bu bileşenler birbirine kırmızı-bordo renkli silt-kum boyundaki matriksle bağlanmıştır. Daha üst kesimler ise Banaz Üyesine geçmekte ve tabakalı, farklı renklerde (sarı, siyahımsı yeşil ve bordo), yer yer gevşek çimentolu, bol muskovitli orta-ince taneli kumtaşlarından oluşmaktadır. Kumtaşları içerisinde de olsa siyah-bordo renkli kireçtaşı ve sarı renkli dolomit bantlarına da rastlanılmaktadır. Asar Üyesi, sadece havzanın güney kesiminde ve havzanın kenar kesimlerinde 1 km<sup>2</sup> den küçük mostralarda vermektedir. Birim, genellikle sarı, yer yer beyaz ve gri renkli bol nummulitli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kaletpe Volkanitleri; çalışmanın ana konusunu oluşturmakta olup, tipik bir volkanoklastik-volkanik kesiksiz dizilimi temsil etmektedir. Bu birimin piroklastik ürünleri Eşmebaşı üyesi, volkanik breş-aglomera ve lav ürünleri ise Yavu üyesi biçiminde iki alt üyeye ayrılmıştır (Yalçın, 1997; Çerikcioğlu ve Yalçın, 1998).

Yavu çevresinde yüzeyleyen en genç birimi oluşturan İncesu Formasyonu akarsu ve gösel oluşuklar olmak üzere iki üyeye ayrılmıştır. Birim dolomit çimentolu ve kil matriksli, cm-dm boyutuna kadar değişen ve daha yaşlı birimlerin çakıllardan oluşan turuncumsu renkli konglomeralarla

başlamaktadır. Konglomeralar, yer yer gevşek yapılı, sarı, renkli, soğan kabuğu biçiminde küresel yapılar gösteren çoğunlukla ince tabakalı yeşil renkli kiltası ve kahverengi silttaşlarına geçiş göstermektedir. Birimin en üst kesimi kiltası ve killi dolomit arakatlı (1 m) beyaz-pembe kireçtaşlarından oluşmaktadır.

#### Tektonik

İnceleme alanı, Üst Kretase yaşlı ofiyolitli karışık ve örtü kayalarından oluşan tektonik dilimlerin güneye doğru yerleşimine karşılık gelen Orta Anadolu Bindirme Kuşağının (Tatar, 1977) ön kesiminde yer almaktadır. İnceleme alanının kuzeyindeki Üst Kretase yaşlı Tekelidağı Karışığı'nın Alt-Orta Eosen yaşlı Tokuş Formasyonu ve Kaletpe Volkanitleri üzerinde tektonik dokanakla yer alması, bölgenin Üst Eosen'den itibaren K-G yönlü bir sıkışma rejimi sonucu deforme olduğunu göstermektedir. Bu deformasyonla ilgili olarak özellikle Eosen yaşlı birimlerde DKD-BGB doğrultulu bindirme fayları, havzanın güney kesiminde de aynı doğrultuda eksenleri bulunan kıvrımlar gelişmiştir. Akdağmadeni Litodemi'ne ait metamorfik kayaçlar ile Eosen yaşlı birimler yer yer faylı dokanak ilişkisi göstermektedirler (Gökten, 1993).

#### KİLOLUŞUMLARININ JEOLJİSİ

Bölgedeki kil oluşumları, Kaletpe Volkanitleri'nin Yavu üyesi içerisinde gelişmiştir. Eşmebaşı üyesinde ise kil içeren bozuşma zonlarına rastlanılmaktadır.

İnceleme alanındaki volkanizmanın lav ürünlerini bazalt, bazaltik andezit ve andezitler, parçalı ürünlerini ise aynı bileşimli breş ve aglomeralar temsil etmektedir. Volkanik kayaçların taban seviyelerindeki volkanik breşlerin ve aglomeraların ana bileşenlerini 1-50 cm boyutlarında, siyahtan yeşile ve pembemsiye kadar değişen renklerdeki bazaltik - andezitik bileşimli volkanik kayaç parçaları oluşturmaktadır. Bu ana bileşenler genellikle yeşil (zeolitleşmeden dolayı), gevşek yapılı, küllapilli tane boyundaki volkanojenik malzeme ile birbirine bağlanmıştır. Volkanik breş ve aglomeralar, alt kesimlerinde Eşmebaşı üyesi tüfleri ile ardalanmalıdır. İnceleme alanının güneyindeki volkanik

## SİVAS BATISINDAKİ (YILDIZELİ-AKDAĞMADENİ) HİDROTERMAL KAOLİN ve I-S OLUŞUMLARI

kayaçlar genellikle siyah, bozunmuş olanlar ise yeşil renkli olup, çoğunlukla amigdalooidal yapı göstermektedir. Küresel ve oval amigdallerde kalsit, silis ve zeolit dolguları yaygındır. Volkanik kayaçlarda yer yer akma yapılarına da rastlanılmaktadır. Eşmebaşı üyesinin volkanoklastik serisi içerisinde dayklar (2-6 m) şeklinde de bulunmaktadır/Ayrıca Eşmebaşı köyünün kuzeydoğusunda ve Pazarcık köyünün yaklaşık 1 km güneybatısında hegzagonal sütun yapıları göstermektedir.

Şeyhhalil yöresi kil oluşumları, inceleme alanının kuzeybatısında; Şeyhhalil köyünün güneybatısında sarımsı-beyazımsı renkli, Çukursaray köyünün kuzeyinde 1-2 kin uzunluğunda ve 20-50 m'lik dar bir şerit halinde D-B uzanımlı, kahverengi, limonitli volkanik kayaçlar yaygın hidrotermal bozuşma göstermektedir. Bunlar çoğunlukla yumuşak ve ilksel yapısını yer yer kaybetmişlerdir. Özellikle Çukursaray köyünün kuzeyindeki hidrotermal bozuşmalı volkanik kayaçlar, akma yapıları taze volkanik kayaçlar ile yanal geçişlidir.

Canabdal köyünün yaklaşık 1 km kuzeyinde Göktaş Tepe bütünüyle kaolinitlerden oluşmuştur. Yaklaşık D-B doğrultulu, 50 m görünür kalınlığa sahip ve 1 km<sup>2</sup>'lik bir alan kapsayan ve morfolojik olarak volkanik bir çıkmayı işaret eden tepe Akdağmadeni Litoderrii'ne ait metamorfik kayaçlar içinde bulunmaktadır. Genellikle yeşil renkli olan kaolin oluşumları masif bir görünümündedir. Oldukça sert olan kaolinitik kayaçların çatlaklarında yer yer demiroksit minerallerine rastlanılmaktadır. Ayrıca, porfirik yapıları kaolinitik kayaçlar yeşil-sarı-beyaz bantlar ve yamacıklar oluşturmaktadır. Kaolin oluşumlarını çevreleyen şist ve kuvarsitlerde de sarımsı-kahverengimsi düzensiz ve santimetrik bozuşma zonlarına rastlanılmaktadır.

Kiremitli Köyünün yaklaşık 4 km kuzeybatısında yer alan beyaz-sarı renkli bir bozuşma bölgesi (yaklaşık 5 km<sup>2</sup>) bulunmaktadır. N30 E doğrultulu ve yaklaşık 100 m kalınlığındaki bozuşma ürünleri, andezitik kayaçlara geçiş göstermektedir. Beyaz-sarı renkli killeşmiş kayaçlar hafif ve yumuşak, ince taneli; buna karşın kahverengi-kırmızı renkli, breşik görünümlü, yer yer gözenekli, silisli ve demirli kayaçlar ağır ve sert olup, 1-5 m'lik bantlar

veya 0.5-1 m'lik yumrular ve/veya merccekler aşınmaya dayanıklı çıkıntılar oluşturmaktadır. Demirli kayaçlarda böbreğimsi siyah renkli göitler belirgindir. Bozuşmuş kayaçlarda 2-10 cm çapında küresel yapılar gözlenmekte olup, içice geçmiş kabuklarda dıştan içe doğru bozuşma azalmakta ve tipik porfirik yapıları volkanik kayaçlara geçiş göstermektedir.

Kavak köyünün güneydoğu sırtlarında gözlenen bozuşma zonları, Kiremitli kil oluşumlarına büyük benzerlik göstermektedir. Yeşil-beyaz-sarı renkli bir bozuşma zonu (yaklaşık 1 km<sup>2</sup>) K80 D doğrultulu ve yaklaşık 100 m kalınlığında olup, volkanik kayaçlara geçiş göstermektedir. Yeşil renkli, sabunumsu, oldukça yumuşak, ince taneli kil oluşumları içinde yaygın jips oluşumları bulunmaktadır. 1-20 cm büyüklüğündeki jips mineralleri levhamsı, tek, ikiz ve/veya çokuz mineraller ve ışınal demetler biçiminde bulunmaktadır. Sarı-kahve renkli, silisli ve demirli veya demir sıvımalı kayaçlar 1-3 m'lik bantlar veya 0.5-2 m'lik yumrular ve/veya merccekler biçiminde çıkıntılar oluşturmaktadır.

## MATERYAL VE YÖNTEM

Bu çalışmada kullanılan inceleme ve çözümleme yöntemleri optik mikroskop (OM), X-ışınları difraksiyonu (XRD), taramalı elektron mikroskop (SEM) ve kimyasal incelemelerden oluşmaktadır. SEM hariç diğerleri Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarı'nda (MİPJAL) gerçekleştirilmiştir.

OM incelemeleri, ince kesitler üzerinde Nikon marka, binoküler alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopunda yapılmıştır. Bu yöntem ile kayacı oluşturan bileşenler ve bunların dokusal özellikleri tanımlanarak kayaçların adlandırılmalarının yanı sıra; diyajenez, ve bozunum / bozuşma ürünleri, dolayısıyla minerallerin oluşum ve kökenleri aydınlatılmaya çalışılmıştır.

SEM incelemeleri; Şeyhhalil yöresine ait 2 örnek, MTA Maden Analiz ve Teknoloji Dairesi'nde, Canabdal yöresine ait 1 örnek ise İTÜ Metalürji Mühendisliği Bölümü'nde yapılmıştır. Bu incelemeler yaklaşık 0.5 cm<sup>3</sup>'lük kayaç örneklerinin



doğal yüzeyi altınla kaplanarak gerçekleştirilmiştir. Bu yöntem ile kaolin ve buna eşlik eden diğer kriptokristalin minerallerinin biçim, boyut ve dokusal ilişkileri saptanarak hidrotermal bozuşma evrimlerine açıklık getirilmiştir.

XRD çalışmaları Rigaku marka DMAX IIC model X-ışınları Difraktometresi'nde gerçekleştirilmiştir. XRD incelemeleri, submikroskopik sedimenter ve volkanosedimenter kayaların mineralojik bileşimlerinin (XRD-TK) ve kil boyu bileşimlerinin (XRD-KF), ayrıca volkanik kayalardaki bozuşma ürünlerinin ve minerallerdeki polimorfik değişimlerin belirlenmesi amacıyla çok sık olarak kullanılmıştır.

XRD çalışmalarında kullanılacak örnekler önce 3-5cm'lik parçalar halinde çekiçle, daha sonra Fritisch marka çeneli kırıcıda 5 mm'den küçük taneler halinde kırılmış ve yine aynı marka silikon karbid çanaklı öğütücüde yaklaşık 10-20 dk. süreyle öğütülmüştür. Bu şekilde elde edilen toz malzeme naylon torbaya konulup etiketlendikten sonra çözümlenmelere hazır konuma getirilmiştir. XRD-TK çözümlenmelerinden elde edilen toz difraktogramları için aşağıda verilen aletsel koşullar kullanılmıştır: Anot = Cu (CuK = 1.541871Å), Filtre - Ni, Gerilim = 35 kV, Akım = 15 mA, Gonyometre hızı = 2 /dak., Kağıt hızı = 2cm/dak., Zaman sabiti = 1 sn, Yarıklar = 1 0.15 mm 1 0.30 mm, Kağıt aralığı = 2 = 5-35 . Minerallerin yarı nicel yüzdeleri, Yalçın ve Bozkaya (2002) tarafından minerallerin pik şiddetlerinden itibaren belirlenen şiddet faktörleri dikkate alınarak hesaplanmıştır.

XRD-KF çözümlenmeleri için gerekli kil ayırma işlemi esas itibarıyla kimyasal çözme (karbonat gibi kil-dışı fraksiyonun uzaklaştırılması), santrifüjleme - dekantasyon - yıkama, sedimantasyon - sifonlama - santrifüjleme ve şişelemeden oluşmaktadır. Santrifüjleme işlemi Heraeus Sepatech marka Varifuge 3.2 S model 5600 devir/dk hıza ve 200 cc kapasiteli metal kodelere sahip santrifüjde yapılmıştır. Ayrılmış her kil çamurundan üzerine sıvama veya kabarıp çatlayanlarda süspansiyon halinde üç adet yönlendirilmiş lam preparat hazır-

lanmış ve bunlar oda sıcaklığında kurutulmuştur. Sonra, aynı kağıta normal (havada kurutulmuş), fırınlı (490 C'de 4 saat kül fırınında tutulmuş), etilen glikollü (60 C'de 16 saat desikatörde etilen glikol buharında bekletilmiş) kayıtlar yapılmıştır. Çekimlerde gonyometre hızı 1°/dak ve kayıt aralığı 2 = 2-30 (hata miktarı ±0.04 ) olarak ayarlanmıştır. Daha sonra difraktogramlardan itibaren kil minerallerinin tanımlanması (001) bazal yansımalarına göre yapılmış ve pik şiddetlerinden yararlanılarak kil minerallerinin yarı nicel yüzdeleri hesaplanmıştır.

I-S ve smektitlerin oktaedrik bileşimlerinin belirlenmesi amacıyla d(060) yansıması yardımıyla bO-parametresi hesaplanmıştır. Bu ölçüm, kuvarın (211) piki ( $2\theta = 59.982^*$ ,  $d = 1.541 \text{ \AA}$ ) referans alınarak  $2\theta = 59-63^*$  ( $\pm 0.01^*$ ) kayıt aralığında ve 1°/dak. gonyometre hızında ölçülmüştür. Kaolinit politiplerinin belirlenmesinde  $2\theta = 2-65^*$  kayıt aralığı ve 2°/dak. gonyometre hızı kullanılmıştır.

Tüm kayaç ve mineral fazında yapılan ana ve iz element çözümlenmeleri için Rigaku marka 3270 model X-ışınları floresans spektrometresi (XRF) kullanılmıştır. Analizler USGS (Flanagan, 1976) ve CRPG, GIT-IWG, ANRT (Govindaraju, 1989) kayaç standartları eşliğinde yapılmış olup, doğruluk ana elementlerde  $\pm 2\%$ , eser/iz elementlerde  $\pm 5\%$  mertebesindedir. XRF analizlerinde toz örnek Al-kapsüllere konulup, yaklaşık 10 tonluk yük altında preslenerek elde edilen pastiller üzerinde yapılmıştır.

Kimyasal çözümlenmelerde ana (major) elementler  $\%$  oksit cinsinden SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, \*Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; iz/eser element çözümlenmeleri ppm cinsinden Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Rb, Ba, Sr, Ga, Nb, Zr, Y, Th, As, S elementlerini kapsamaktadır. Ateşte kayıp (LOI) ise örneğin etüvde 110 °C'de bir gece kurutulduktan sonra, fırında 1000 °C'deki H<sub>2</sub>O ve diğer uçucu bileşenlerin ağırlık cinsinden yüzdesi olarak ifade edilmiştir. Ayrıca, bazı iz/eser ve nadir toprak element çözümlenmeleri de ICP-MS'de Kanada'daki Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) şirketine yaptırılmıştır.

## PETROGRAFİ

### Volkanik kayaçlar

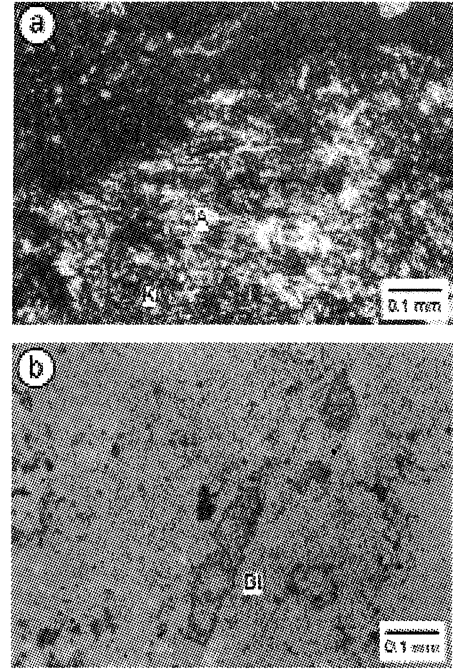
Genellikle olivin içeren volkanik kayaçlarda ender olarak eşanesel olmayan doku türlerinden glomeroporfiritik ve yönlü dokulardan trakitik-pilotaksitik doku da gözlenmektedir. Volkanik lav ve breşlerin bağlayıcı malzemesini genellikle volkanik cam ve plajiyoklaz mikrolitleri, kısmen de piroksen ve opak mineraller oluşturmaktadır. Volkanik lav ve breşlerde belirlenen mineraller açık renkli bileşenlerden plajiyoklaz, koyu renkli bileşenlerden ise olivin, piroksen (ojit, egirinojit, enstatit), hornblend, biyotit ve Fe-oksitlerdir. Bunlar genellikle üç farklı parajenez oluşturmaktadır (Yalçın, 1997): plajiyoklaz + olivin + piroksen (ojit ve/veya enstatit), plajiyoklaz + piroksen (ojit ve/veya egirinojit ve/veya enstatit), plajiyoklaz + hornblend ve/veya biyotit ve/veya piroksen (ojit ve/veya egirinojit). Volkanik kayaçlar Streckeisen (1978) göre, sırasıyla bazalt, bazaltik andezit ve andezit olarak adlandırılmıştır.

Amigdaloyidal dokulu volkanik kayaçlarda genellikle 1-2 mm çapındaki küresel ve oval amigdallerde yaygın natrolit, analsim ve kalsit yer almaktadır. Volkanik kayaçları oluşturan bileşenlerde eşzamanlı veya sonrası yaygın bozunma ve/veya bozuşmalar gözlenmektedir. Bunlardan volkanik camda killeşme, kloritleşme, karbonatlaşma, silisleşme ve Fe-oksidasyonu, olivinlerde serpantinleşme, plajiyoklazlarda serisitleşme, karbonatlaşma ve kloritleşme, piroksenlerde karbonatlaşma, hornblendlerde opaklaşma ve karbonatlaşma, biyotitlerde opaklaşma gelişmiştir. Ayrıca gözenek ve çatlaklarda kalsite de rastlanılmaktadır.

### Bozuşmuş volkanik kayaçlar

Şeyhhalil yöresinde hidrotermal bozuşmaya uğramış volkanik kayaçlarda yeni mineral oluşumları oldukça tipiktir. Bunlardan bağlayıcı malzeme-de gelişen zonlu dokulu ve özşekilli kalsitler belirgindir. Koyu kahverengi zonlar Fe-oksidasyonunu (götit) temsil etmektedir. Ayrıca matrikste yeşil renkli killeşmeler de gözlenmektedir. Bağlayıcı malzeme-de yeşil renkli killeşmeler ve Fe-oksidasyonu ile birlikte özşekilli ve zonlu dokulu dolomitler de saptanmıştır.

Canabdal yöresindeki volkanik kayaçlar çoğunlukla bozuşmuş olduklarından vitrofirik porfirik güçlkle ayırt edilmekte ve kalıntı biçiminde izlenebilmektedir. Matriks ince taneli kaolinit levhaları ile alünitlerden oluşmaktadır. Alünitlere iri taneli, çubuksu rombohedral biçimlerde de rastlanılmaktadır. Kaolinitler psödohekzagonal özşekilli kristaller, yer yer de kitap demetleri (booklets) biçiminde görülmektedir (Şekil 3a). Matriste kahverengi submikroskopik tanelerin XRD verilerine göre goyazit olduğu sanılmaktadır. Kuvars; gözeneklerde iri taneli, yer yer kalsedonik türde ve bazı örneklerde de jel dokusu göstermektedir. Biyotit; ender ve/veya eser miktarda kahverengi levhalar biçiminde bulunmaktadır. Yer yer özşekilli opak mineraller de saptanmıştır. Feldispatların gözlenmemesi, volkanik kayaçların bütünüyle bozuşmaya uğradıklarını düşündürmektedir.



Şekil 3. Bozuşmuş volkanik kayaçların mikrofotografaları, a) Kaolinit kitap demetleri ve prizmatik alünitler (Canabdal yöresi, GT-14, çift nikol; K=Kaolinit, A=Alünit), b) Kalsedonik matriks içinde özşekilli baritlerin dizilişi (Kiremitli yöresi, YK-15, tek nikol, Bt=Barite).

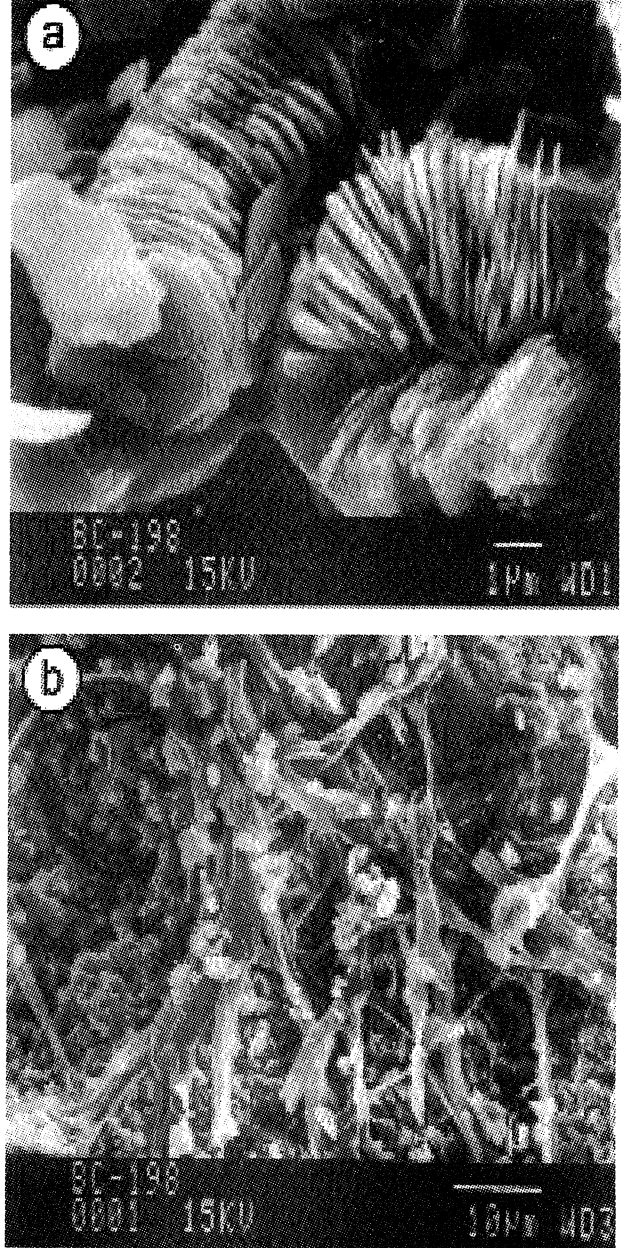
Figure 3. Microphotographs of the altered volcanic rocks, a) Kaolinite booklets and prismatic alunites (Canabdal area, GT-14, crossed nicol, K=Kaolinite, A=Alunite), b) The arrangement of euhedral barites in the calcedonic matrix (Kiremitli area, YK-15, parallel nicol, Bt=Barite).

Kiremitli yöresinde bozuşmuş volkanik kayalarda vitrofirik porfirik doku belirgindir. Bağlayıcı malzeme bütünüyle silisleşme, serisitleşme ve killeşme gösteren volkan camından oluşmaktadır. Serisitler, yer yer muskovit büyüklüğüne ulaşmıştır. Kayaç bozuşma sonucu breşik görünüm de kazanmıştır. Fenokristalleri plajiyoklaz, sanidin ve biyotit temsil etmektedir. Kuvars, gözenek ve çatlaklarda iri kristaller biçiminde bulunmakta olup, volkanik kökenliler enderdir. Sanidinlerde serizitleşme ve silisleşme, biyotitlerde ve daha az gözlenen hornblendlerde opasitleşme yaygındır. Bazı örneklerde gözenek ve çatlaklarda levhamsı baritler ayırt edilebilmektedir. Baritlerin birbirine paralel biçimde uzandıkları gözlenmektedir (Şekil 3b). Demirli kayalarda ince taneseli jarositler çoğunlukla matriksin yerini almıştır. Yer yer özşekli opak mineraller (pirit, markasit ve götit) de saptanmıştır.

Kavak yöresindeki volkanik kayalar hemen hemen bütünüyle killeşmiş olup, ilksel porfirik dokunun izlenebildiği örneklerde feldispat fenokristal ve mikrolitleri, ayrıca matriks çoğunlukla serisitlere dönüşmüştür. Matriksteki kahverengi oluşumlar jarositlere karşılık gelmektedir. Jarositler, bazen iki yönlü, bazen düzensiz çatlaklarda ince taneli olarak bulunmaktadır.

Şeyhhalil yöresini temsil eden bozuşmuş volkanik kayaç örneğinin SEM mikrofotografında (BÇ-198 : kalsit % 5, kuvars / tridimit % 25, kil-kaolinit ve eser miktarda illit ve I-S, % 70 ve götit) mikrogözeneklerdeki psödoheksagonal kaolinit levhaları / kitapçıkları görülmektedir (Şekil 4a). Her bir kaolinit levhası 3-4 (im çapında ve 0.1-0.2 fim kalınlığındadır. Levhaların oluşturduğu paketler gevşek dokulu olup, hidrotermal köken için tipiktir (Keller, 1976 ve 1978; Gençoğlu ve diğ., 1989; Yalçın, 1991). Ayrıca, kaolinit levhaları bir yönde (mikrofotografın sol tarafı) ve bir merkezden itibaren radyal olarak (mikrofotografın sağ tarafı) dizilmektedir. Aynı örnekte I-S filamentleri de belirgindir (Şekil 4b).

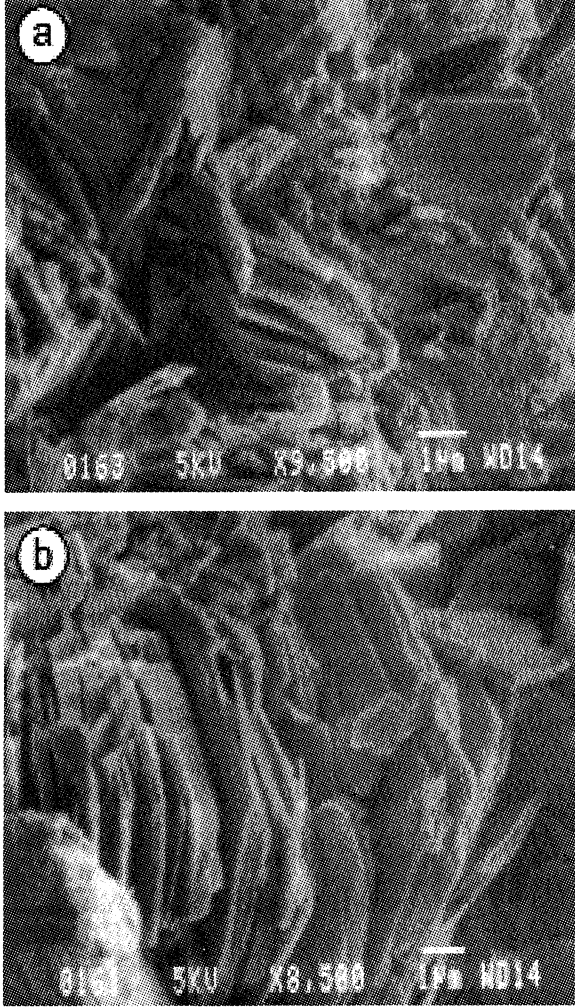
Canabdal yöresi kaolinit oluşumlarını temsil eden diğer bir örneğin SEM mikrofotografında (GT-14 : kuvars % 38, kaolinit % 62, alümit ve go-



Şekil 4. Şeyhhalil yöresi bozuşmuş volkanik kayaçlarının SEM mikrofotografaları, a) psödoheksagonal kaolinit kitapçıkları ve I-S filamentleri, b) kaolinit levhaları ve I-S filamentleri.

Figure 4. SEM photomicrographs of the altered volcanic rocks from Şeyhhalil area, a) Pseudo-hexagonal kaolinite booklets and I-S filaments, b) kaolinite plates and I-S filaments.

yazit) kaolinit levhaları / kitapçıkları ve yarı kısa prizmatik alünitler görülmektedir (Şekil 5a). Mikrofotografın sağ tarafında görülen özşekilli alünitler 6  $\mu$ m uzunluğunda, 3  $\mu$ m genişliğinde ve 1  $\mu$ m enindedir. Psödohekzagonal kaolinit levhaları 2-10  $\mu$ m çapında ve 0.1-0.8  $\mu$ m kalınlığında olup (Şekil 5b), Şeyhhalil yöresindekilere göre daha büyük ve kalındır.



• Şekil 5. Canabdal yöresi bozuşmuş volkanik kayaların SEM mikrofotografı, a) kaolinit levhaları ve kısa prizmatik alünitler, b) kaolinit levhaları.

Figure 5. SEM photomicrographs of the altered volcanic rocks from Canabdal area, a) Kaolinite plates and short prismatic aluminates, b) kaolinite plates.

## MİNERALOJİ

### Volkanik kayalar

Volkanik kayaların lav ve parçalı ürünlerinde belirlenen mineraller bolluk sıracına göre kil, analsim, feldispat, kalsit, kuvars, natrolit ve höylandittir. En yaygın parajenezi kil + analsim + feldispat oluşturmaktadır.

Killer tüm örneklerde en yaygın bulunan minerallerdir. Feldispat ve kalsit örneklerin çoğunda gözlenmesine karşılık, kalsitin miktarı az, feldispatın genel ortalamaya katkısı ise analsim kadardır. Kuvars örneklerin yaklaşık yarısında, fakat eser miktarda; höylandit ise sadece bir örnekte Eşmebaşına geçiş gösteren bir seviyede yer almaktadır. Amigdallerde saptanan mineraller ise kalsit, natrolit ve analsimdir.

Volkanik lav ve breşlere ait minerallerde ve özellikle matriksde gelişen kil mineralleri bolluk sırasına göre smektit, klorit, karışık tabakalılar (C-S, C-V ve I-S) ve illittir. Smektitler kil fraksiyonunu tek başına oluşturabildikleri gibi, bu minerale bazı örneklerde karışık tabakalı kil mineralleri de eşlik etmektedir. C-S'ler birinci diziye ait piklerinin gözlenmesi nedeniyle korensit olarak değerlendirilmiştir. d(060) ölçümlerine göre smektitler üçünde trioktahedral (ortalama 1.537), ikisinde ise dioktahedral (ortalama 1.506) bileşimindedir.

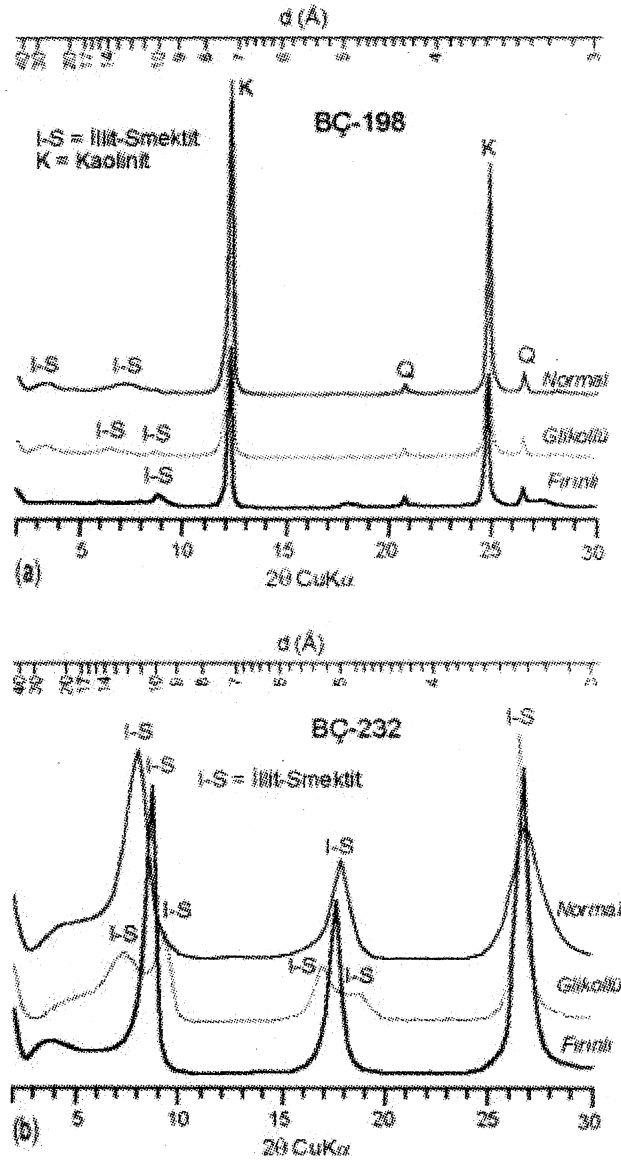
### Bozuşmuş volkanik kayalar

Şeyhhalil yöresinde hidrotermal bozuşma gösteren volkanik kayaların dokusal farklılıklarının yanı sıra, XRD'de belirlenen mineraller bakımından da bozunmamış veya yüzeysel bozunma gösteren örneklerden kolayca ayırt edilebilmektedir. Hidrotermal bozuşmalı volkanik kayaların bolluk sırasına göre kil mineralleri, kuvars, feldispat, kalsit, dolomit, ayrıca hematit, götit, tridimit, alünit grubu minerallerinden jarosit ve bir örnekte de jips içermektedir. En ilginç parajenezler : kil mineralleri + kalsit ve/veya dolomit + feldispat + kuvars + götit + tridimit ve kil mineralleri + kuvars + (bazen feldispat) + jarosit + (bazen jips). Hidrotermal bozuşmuş volkanik kayalarda bozuşma ürünü kil mine-

railerini bolluk sırasına göre kaolinit, dioktahedral İ-S ve illit temsil etmektedir (Şekil 6a). I-S karışık tabakalı kil mineralleri saf fraksiyon halinde de bulunabilmektedir (Şekil 6b). Bu mineralin birinci diziye ait pikleri pek belirgin olmayıp, düzenli bir yapıyı temsil etmektedir. Glikollü çekimlerdeki (002) ve (003) yansımaları veya bu yansımalar arasındaki farka (  $2\theta$  ) göre (Moore ve Reynolds, 1997) I-S'ler yaklaşık % 75-80 (ort. 77) illit tabakası

içermekte ve R1 tipine karşılık gelmektedir.

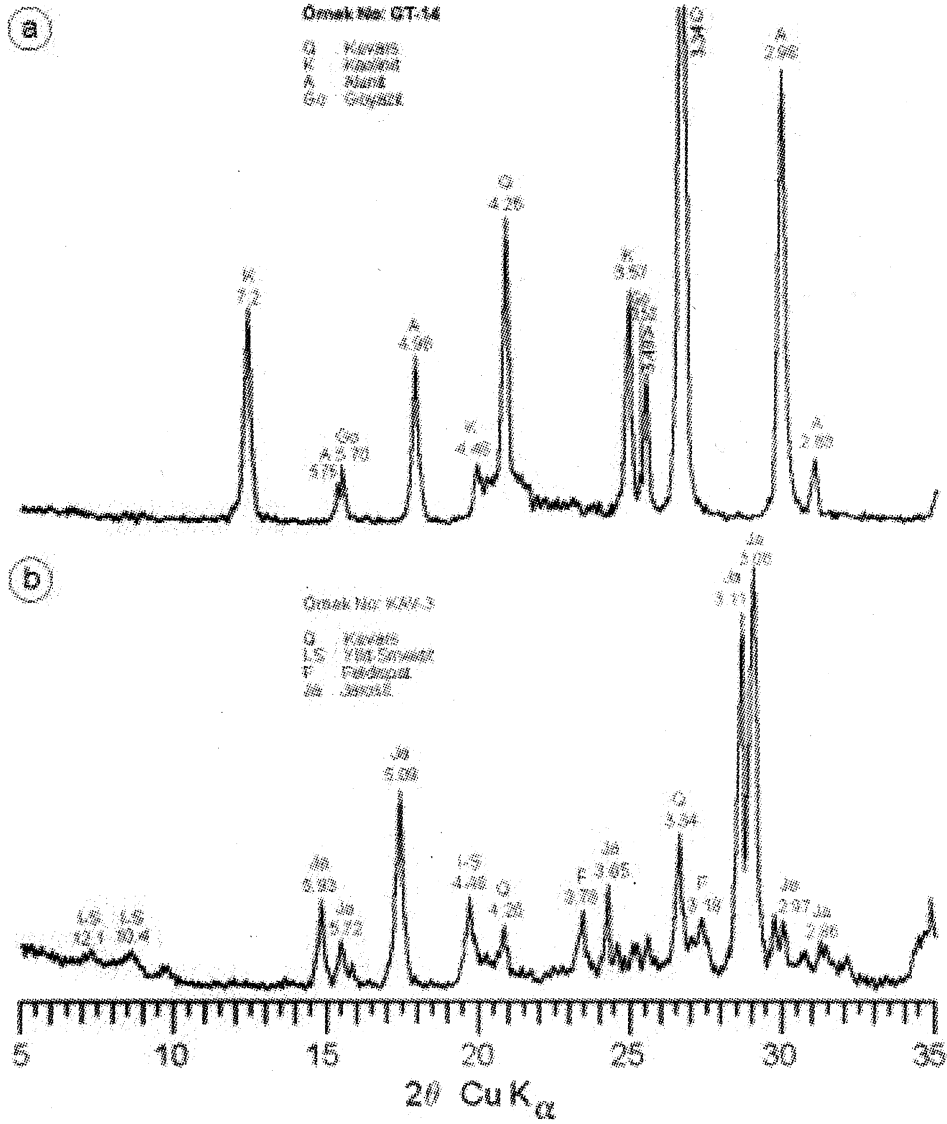
Canabdal yöresindeki bozuşmuş kayalarda kil (kaolinit), kuvars, alünit ve goyazit egemendir (Şekil 7a). Sadece bir örnekte eser miktarda siderit ve diğer bir örnekte kalsit bulunurken, feldispatlar hiç gözlenmemiştir. Kil fraksiyonunu bütünüyle kaolinit oluşturmaktadır (Şekil 8a). Çevre kayalarını oluşturan ve kısmen bozuşmaya uğrayan sistlerde de kaolinite rastlanılmıştır (Şekil 8b).



Şekil 6. Şeyhhalil yöresi bozuşmuş volkanik kayaların XRD-KF difraktogramları, a) kaolinit I-S (BÇ-198), b) % 80 illit tabakası içeren düzenli I-S (BÇ-232).

Figure 6. XRD clay fraction diffractograms of the altered volcanic rocks from Şeyhhalil area, a) kaolinite I-S (BÇ-198), b) regular I-S containing % 80 illite layer (BÇ-232).

SİVAS BATISINDAKİ ( YILDIZELİ-AKDAĞMADENİ) HİDROTERMAL KAOLİN ve I-S OLUŞUMLARI



Şekil 7. XRD-TK difraktogramları, a) kuvars + kaolinit + alünit + goyazit, b) I-S + kuvars + feldispat + jarosit.

Figure 7. XRD whole-rock diffractograms, a) quartz + kaolinite + alunite + goyazite, b) I-S + quartz + feldspar + jarosite.

Kiremitli yöresindeki bozuşmuş kayaçlarda başlıca kuvars, feldispat, kil mineralleri, jarosit ve barit bulunmaktadır. Ayrıca götit, pirit ve ender olarak mar-kasit mineralleri de saptanmıştır. Kil fraksiyonunu tek başına I-S (Şekil 9a) veya I-S ve illit oluşturmaktadır (Şekil 9b). I-S'ler RI tipi olup, % 60-75 (ort. % 65) arasında illit tabakası içermektedir.

Kavak yöresindeki volkanik kayaçlarda bozuşma miktarına göre kil (I-S), feldispat ve kuvars, jips, jarosit ve götit, ayrıca bir örnekte O-CT mineralleri saptanmıştır (Şekil 7b). Kil fraksiyonunu bütünüyle I-S veya I-S + illit (Şekil 10), I-S + smektit, smektit + illit ve I-S + illit + smektit birliktelikleri oluşturmaktadır. I-S'ler Kiremitli

yöresindekilerden daha yüksek illit tabakası %85-90 (ort. % 88) içermekte olup, R3 tipindedirler.

Şeyhhalil ve Canabdal yörelerinde kaolinit olarak tanımlanan kaolin grubu (kaolinit, dicit, nakrit) politipini belirlemek için Bailey (1988) tarafından verilen ayırtman pikler kullanılmış ve tümüyle kaolinit politipinden oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 11).

## JEOKİMYA

### Bozuşmuş volkanik kayalar

İnceleme alanındaki hidrotermal bozuşmalı volkanik kayaların ana ve eser element ortalama bileşimleri Çizelge 1 de verilmiş ve taze volkanik kayalara göre normalize edilmiştir (Şekil 12).

Elde edilen sonuçlara göre, volkanik kayaların hidrotermal bozuşması sonucu elementlerde 80 (CaO için) ve 200 (Cr için) kat arasında değişen fakirleşme / tüketilme ve zenginleşmeler belirlenmiştir. Tüm yöreler için MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O ve Co elementlerinde bir fakirleşme / tüketilme, Ni ve Pb elementlerinde ise bir zenginleşme bulunmaktadır. Şeyhhalil yöresi için Sr da fakirleşme, Cr, Zn, Rb ve Nb da zenginleşme; Canabdal yöresi için SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Zn, Rb, Ba, Nb ve Y da fakirleşme, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cr, Cu, Sr, Ga ve Th da zenginleşme; Kiremitli yöresi için Cr, Cu, Zn ve Sr da fakirleşme, K<sub>2</sub>O, Rb, Ba ve Y da zenginleşme; Kavak yöresi için Cr da bir fakirleşme, TiO<sub>2</sub>, tFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Rb, Ba ve Y da bir zenginleşme gözlenmektedir. Canabdal yöresi bozuşma ürünleri yüksek Cr içeriği ile diğerlerinden belirgin bir biçimde ayrılırken, bazı elementlerde ise yörelere göre element konsantrasyonları sabit kalmaktadır.

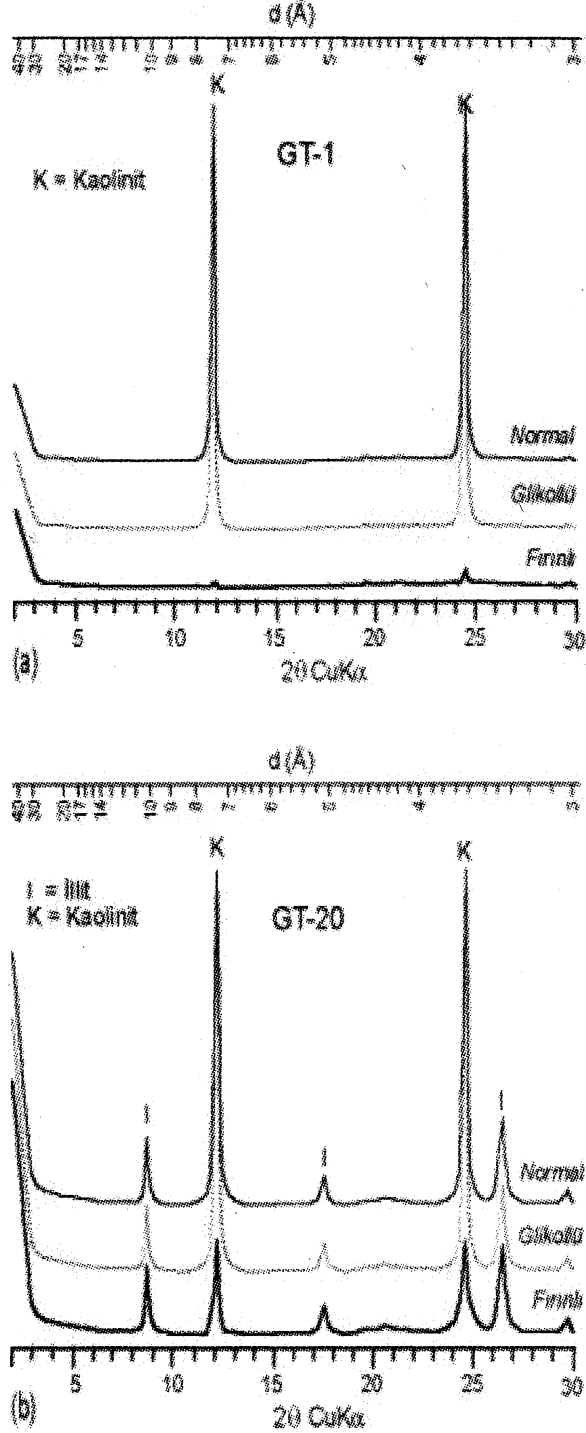
Yörelere göre belirlenen bu farklılıklar Şeyhhalil ve Canabdal yöresinde kaolinitik, buna karşın Kiremitli'de I-S türü bozuşma ürünlerinin bulunması ile ilişkilidir. Ayrıca hidrotermal bozuşmalı volkanik kayalardaki hareketsiz elementlerin miktarları taze volkanik kayalardakiler ile aynı olmayıp, az da olsa farklılık göstermektedir. Bu durum volkanik ürünlerin bozuşması sırasında hareketsiz elementlerin de etki-lendiklerini düşündürmektedir. Ayrıca hareketli elementlerin miktarlarında önemli artma ve azalmalar dikkati çekmektedir.

### Kil mineralleri

Hidrotermal bozuşmuş volkanik kayalarda gelişen kil mineralleri üzerinde yapılan ana ve iz element çözümlenmeleri ile yapısal formülleri Çizelge 2 de verilmiştir. Yapısal formül hesaplamalarında I-S için 11, kaolinit için 7 oksijen atomu esas alınmıştır (Weaver ve Pollard, 1973). Şeyhhalil yöresine ait kaolinitlerin yapısal formülü kil fraksiyonunun saf olmaması, TiO<sub>2</sub>'nin yüksekliğinden dolayı, olasılıkla volkanojenik bileşenler içermesi nedeniyle hesaplanmamıştır.

Canabdal yöresi kaolinitleri kimyasal açıdan literatürdekilere büyük bir benzerlik göstermektedir (Weaver ve Pollard, 1973). Şeyhhalil I-S'leri, Kiremitli ve Kavak yöresindekilerden farklı olup, bu durum tetrahedral tabakadaki Si-Al ve oktaedral tabakadaki Al-Fe süstitüsüyonu ile ortaya çıkmaktadır. Bunun nedeni I-S yapısındaki illit / smektit oranından kaynaklanmakta ve K<sub>2</sub>O içerikleri ile de belirlenebilmektedir. Ayrıca, Şeyhhalil yöresindeki I-S'lerin tFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> bakımından zenginliği, illitin trioktahedral olabileceğine de işaret etmektedir.

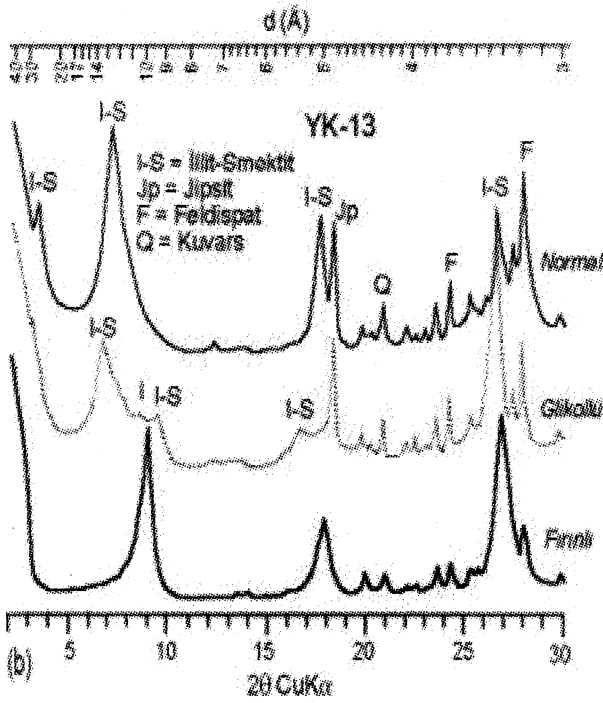
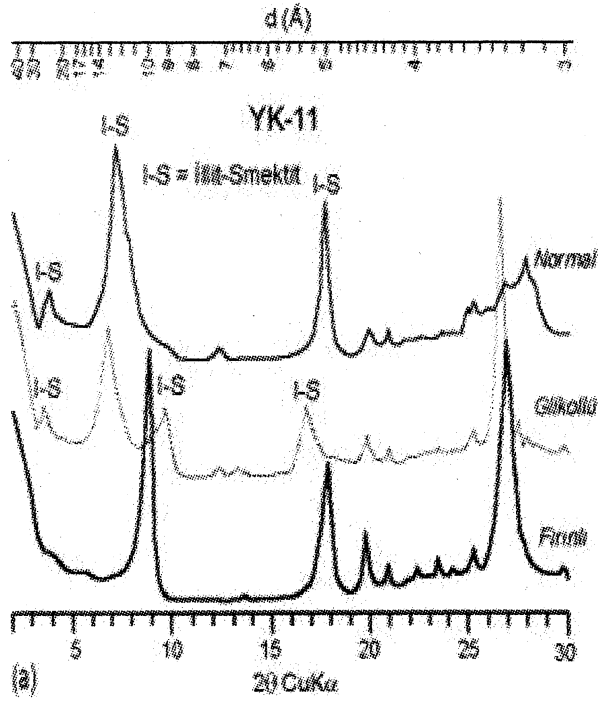
SİVAS BATISINDAKİ (YILDIZELİ-AKDAĞMADENİ) HİDROTERMAL KAOLİN ve I-S OLUŞUMLARI



Şekil 8. Canabdal yöresi bozuşmuş volkanik kayaçların XRD-KF difraktogramları, a) kaolinit (GT-1), b) kaolinit + illit (GT-20).

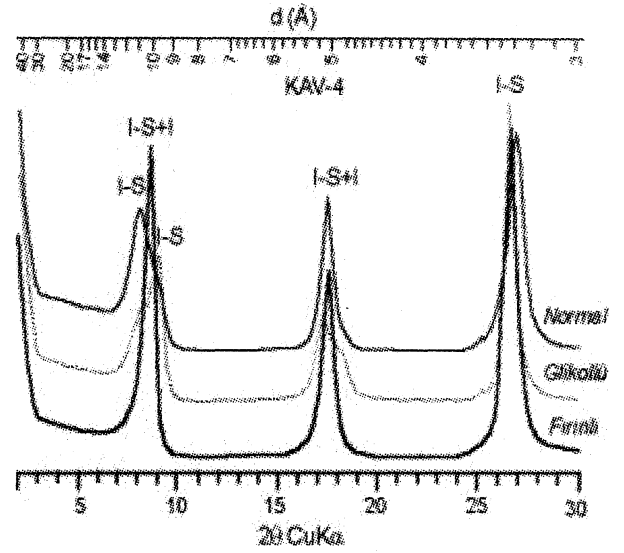
Figure 8. XRD clay fraction diffractograms of the altered volcanic rocks from Canabdal area, a) kaolinite (GT-1), b) kaolinite + illite (GT-20).





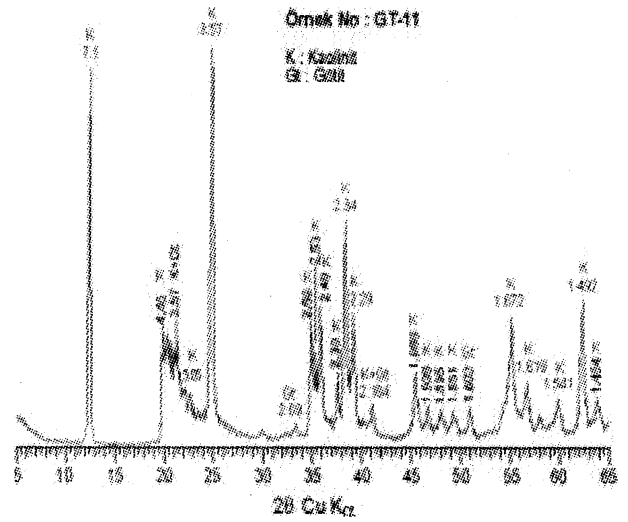
Şekil 9. Kiremitli yöresi bozuşmuş volkanik kayaların XDR-KF difraktogramları, a) I-S (YK-11), b) I-S + jipsit illit.

Figure 9. XRD clay fraction diffractograms of the altered volcanic rocks from Kiremitli area, a) I-S (YK-11), b) I-S + gibbsite illite.



Şekil 10. Kavak yöresi bozuşmuş volkanik kayalarında I-S + illit'in XDR-KF difraktogramı (KAV-4).

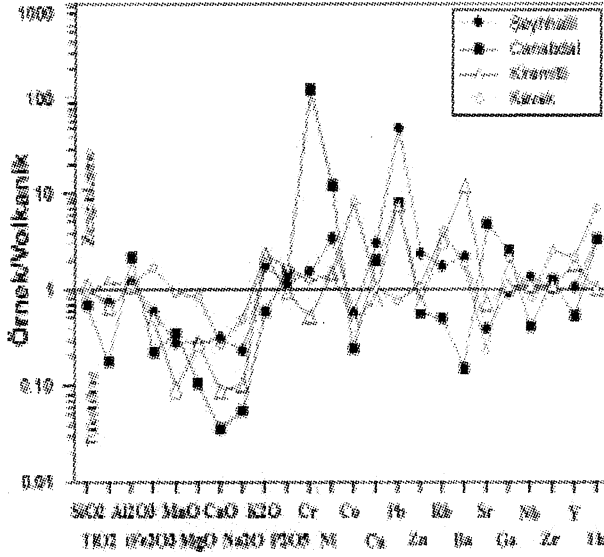
Figure 10. XRD clay fraction diffractogram of I-S + illite in the altered volcanic rocks from Kavak area



Şekil 11. Canabdal yöresine ait kaolinit politipinin XDR-KF toz difraktogramı.

Figure 11. X-ray clay fraction powder diffractogram of the kaolinite polytype from Canabdal area.

## SİVAS BATISINDAKİ (YILDIZELİ- AKDAĞMADENİ) HİDROTERMAL KAOLİN ve I-S OLUŞUMLARI

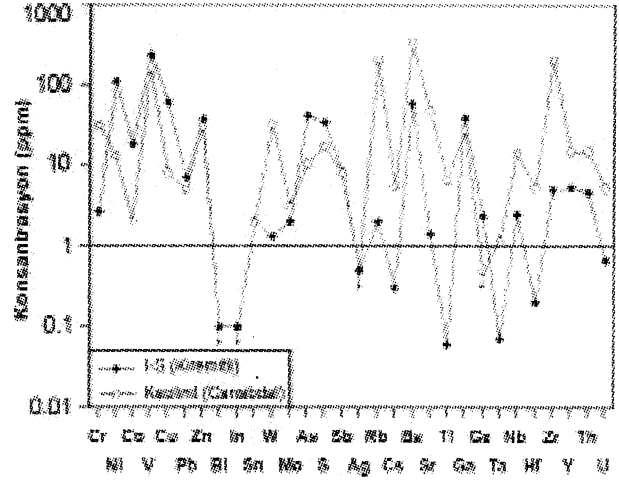


Şekil 12. Bozmuş volkanik ürünlerin volkanik-normalize ana ve iz element örümcek diyagramı.

Figure 12. Volcanic rock-normalized major and trace element spider diagram of the altered volcanic products.

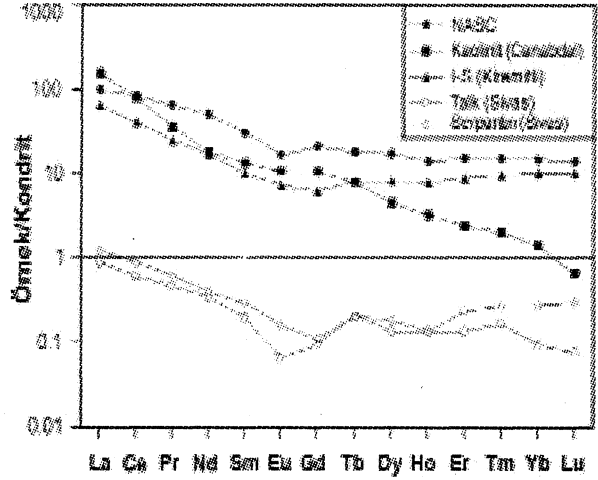
Kil minerallerinin eser ve nadir toprak element (REE) çözümlenmeleri sırasıyla Çizelge 3-6 da sunulmuştur. I-S'e göre; kaolinitlerde geçiş metalleri ile düşük değerlikli elementler (LFSE-low field strength element veya LIL-large ion lithophile) genellikle düşük, yüksek değerlikli elementler (HFSE-high field strength element) ise daha yüksek miktarlarda bulunmaktadır (Şekil 13). Ayrıca, iz element konsantrasyonları kil fraksiyonunda genellikle ağır mineral fazlarının bulunmadığını da göstermektedir.

Kaolinit ve I-S'in REE içerikleri kondritlere (Haskin et al. 1968, Gromet et al. 1984, Boynton, 1984) göre normalize edilmiştir (Şekil 14). Diyagramda Sivas yöresine ait talk ve serpantin mineralleri de gösterilmiştir (Yalçın ve Bozkaya, 2001). Kaolinit ve I-S minerallerinde kondritlere göre zenginleşme, buna karşın talk ve serpantinlerde fakirleşme oldukça belirgindir. Diğer bir ifade ile ultramafik kayaların bozuşması ile oluşan Mg-mineralleri ile volkanik kayaların bozuşması ile oluşan Al-minerallerinin REE dağılımları birbirinden oldukça farklıdır. Kuzey Amerikan Şeyleri (NASC) de kaolinit ve I-S'in bulunduğu grup içinde yer almakta, ancak bu minerallere göre REE miktarı bakımından zenginleşme göstermektedir.



Şekil 13. Kaolinit ve I-S minerallerinde bazı iz elementlerin bolluk dağılımları (oklar deteksiyon limitlerinin altındaki değerleri göstermektedir).

Figure 13. The abundance distribution of some trace elements in the kaolinite and I-S minerals (arrows show values below detection limits).



In Ce Ft M fım E^ Gd Th üf HÖ Er Tm \*th Lu

Şekil 14. Kaolinit ve I-S minerallerinin kondrit-normalize REE bollukları (NASC : Ho ve Tm elementleri Haskin et al. 1968, diğer elementler Gromet et al.1984'den; Kondrit : Boynton, 1984).

Figure 14. Chondrite-normalized REE abundances of the kaolinite and I-S minerals (NASC= Ho and Tm elements from Haskin et al. 1968, other elements from Gromet et al. 1984; Chondrite= Boynton, 1984).

Çizelge 1. İnceleme alanındaki taze ve hidrotermal bozuşmalı volkanik kayaların ortalama kimyasal bileşimlerinin karşılaştırılması (SH=Şeyhhalil, CA=Canabdal, KHCiremitli, KA=Kavak, n.d.:belirlenemedi).

**Table L** The comparison of mean chemical compositions of unaltered and hydrothermally altered volcanic rocks (SH=Şeyhhalil, CA=Canabdal, KI=Kiremitli, KA=Kavak, n.d.:not determined).

Örnek / Oksit	Taze Volkanik kayaç	Hidrotermal bozuşmalı volkanik kayaçlar			
		SH	CA	Kİ	KA
SiO <sub>2</sub>	58.18	59.29	40.37	64.99	53.68
TiO <sub>2</sub>	0.85	0.63	0.15	0.55	1.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.68	21.80	40.04	19.30	19.43
ΣFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.98	3.60	1.34	3.01	11.69
MnO	0.11	0.03	0.04	0.01	0.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.d.	n.d.	0.83	n.d.	n.d.
MgO	3.08	0.86	0.32	0.92	2.48
CaO	6.00	1.89	0.21	0.83	1.12
SrO	n.d.	n.d.	0.28	n.d.	n.d.
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.53	n.d.
Na <sub>2</sub> O	4.23	0.99	0.23	0.42	1.75
K <sub>2</sub> O	1.94	3.49	1.16	4.58	5.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.16	0.21	0.13	0.26
LOI	1.29	6.65	15.29	4.58	5.38
Toplam	99.48	99.38	100.48	99.85	99.55
Cr	45	70	5657	24	61
Ni	8	28	98	12	12
Co	21	12	5	10	292
Cu	26	84	53	21	27
Pb	11	538	88	84	8
Zn	80	197	46	59	87
Rb	48	88	24	159	277
Ba	688	1546	104	8270	1483
Sr	491	191	2378	351	77
Ga	17	16	44	19	45
Nb	10	14	4	11	8
Zr	148	150	188	162	477
Y	13	14	7	24	35
Th	4	13	13	4	46
As	n.d.	n.d.	n.d.	58	77
S	n.d.	n.d.	n.d.	9993	2314

SİVAS BATISINDAKİ (YILDIZELİ-AKDAĞMADENİ) HİDROTHERMAL KAOLİN ve I-S OLUŞUMLARI

Çizelge 2. Kil minerallerinin ana element çözümlenmeleri ve yapısal formülleri (TOC=Toplam Oktahedral Katyon, OY=Oktahedral Yük, ILC=Tabakalararası Yük, TLC=Toplam Tabaka Yükü).

Table 2. Major element analyses and structural formula of clay minerals (TOC=Total Octahedral cation, OC=Octahedral Charge, ILC=Interlayer Charge, TLC=Total Layer Charge).

Yöre	Şeyhhalil			Canabdal		Kiremitli		Kavak	
	I-S	Kaolinit		Kaolinit		I-S		I-S	
Mineral	BÇ-232	BÇ-198	BÇ-199	GT-6	GT-11	YK-5	YK-11	KAV-2	KAV-4
Örnek	BÇ-232	BÇ-198	BÇ-199	GT-6	GT-11	YK-5	YK-11	KAV-2	KAV-4
SiO <sub>2</sub>	45.53	40.79	40.07	44.56	44.28	62.26	56.24	52,91	53,93
TiO <sub>2</sub>	1.16	1.63	1.86	n.d.	0.01	0.77	1.46	1,38	1,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.58	34.20	33.70	39.20	37.00	22.24	27.70	30,00	29,24
ΣFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.39	5.87	11.08	n.d.	3.76	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0.01	0.03	0.02	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	1.49	0.62	0.61	n.d.	n.d.	0.47	0.68	2,21	2,55
CaO	0.22	0.36	0.30	0.12	0.10	0.52	0.58	0,53	0,08
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.03	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01
K <sub>2</sub> O	6.55	0.73	0.79	n.d.	n.d.	7.67	6.55	7,56	7,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.08	0.15	0.12	0.12	0.06	0.08	0,06	0,09
LOI	10.19	15.44	11.10	15.00	14.69	5.91	6.63	5,48	5,38
Toplam	99.67	99.78	99.70	99.00	99.98	99.90	99.92	100,13	99,74
Si	3.23			1.96	1.96	4.00	3.65	3,43	3,48
Al <sup>IV</sup>	0.77			0,04	0,04	0.00	0,35	0,57	0,52
Al <sup>VI</sup>	1.45			2,00	2,00	1,68	1,76	1,72	1,71
Ti	0.06			0,00	0,00	0.04	0,07	0,07	0,07
Fe	0.39			0,00	0,00	0.00	0,00	0,00	0,00
Mn	0.00			0,00	0,00	0.00	0,00	0,00	0,00
Mg	0.12			0,00	0,00	0.04	0,07	0,21	0,22
TOC	2.02			2,00	2,00	1.76	1,90	2,00	2,00
OC	0.00			0,00	0,00	-0.72	-0,30	-0,14	-0,15
Mg	0.04			0,00	0,00	0.00	0,00	0,00	0,03
Ca	0.02			0,01	0,01	0.04	0,04	0,04	0,01
Na	0.04			0,00	0,00	0.00	0,00	0,00	0,00
K	0.59			0,00	0,00	0.63	0,54	0,63	0,58
ILC	0.75			0,02	0,02	0.71	0,62	0,71	0,66
TLC	-0.77			-0,04	-0,04	-0.72	-0,65	-0,71	-0,67

Çizelge 3. Şeyhhalil yöresi kil minerallerinin eser element çözümlenmeleri.

Table 3. Trace element analyses of clay minerals from Şeyhhalil area.

	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th
I-S														
BÇ-232	61	27	26	20	186	108	163	91	177	27	8	138	21	2
Kaolinit														
BÇ-198	215	92	20	44	36	116	36	1	259	31	8	110	5	1
BÇ-199	527	857	39	34	143	127	38	1	807	25	14	161	6	1
Ort.	371	475	30	39	90	122	37	1	533	28	11	136	6	1

Çizelge 4. Canabdal yöresi kaolinit minerallerinin eser element çözümlenmeleri.

Table 4. Trace element analyses of kaolinite minerals from Canabdal area.

	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Bi	In	Sn	W	Mo	As	S	Sb
GT-6	1.89	35	1	203	<10	9	44	<0,1	<0,1	2	<0,5	2	18	44	1,6
GT-11	3.57	185	35	265	114	5	30	<0,1	<0,1	1	1,2	<2	66	24	15,2
Ort.	2.73	110	18	234	62	7	37	0.1	0.1	2	1.3	2	42	34	8.4
	Ag	Rb	Cs	Ba	Sr	Tl	Ga	Ge	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U
GT-6	<0,5	3	0,3	56	1.50	0,06	66	2,4	0,12	3,5	0,1	4	4,8	3,87	0,33
GT-11	<0,5	1	0,2	62	1.35	0,06	9	2,3	0,02	1,4	0,2	5	5,6	5,41	1,00
Ort.	0.5	2	0.3	59	1.43	0.06	38	2.4	0.07	2.5	0.2	5	5.2	4.64	0.67
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
GT-6	47,2	64,5	4,47	10,9	3,45	1,04	3,49	0,45	1,63	0,23	0,46	0,052	0,21	0,008	
GT-11	49,8	64,6	4,58	11,2	1,97	0,519	2,00	0,31	1,31	0,22	0,54	0,079	0,38	0,036	
Ort.	48,5	64,6	4,53	11,1	2,71	0,780	2,75	0,38	1,47	0,23	0,50	0,066	0,295	0,022	

Çizelge 5. Kiremitli yöresi I-S minerallerinin eser element çözümlenmeleri.

Table 5. Trace element analyses of I-S minerals from Kiremitli area.

	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Bi	In	Sn	W	Mo	As	S	Sb
YK-5	37	13	3	135	8	5	<30	<0,1	<0,1	2	7,0	2	8	17	3,9
YK-11	27	12	1	179	8	5	<30	<0,1	<0,1	2	26,2	3	12	16	11,8
Ort.	32	13	2	157	8	5	30	0.1	0.1	2	33.2	3	10	17	7.9
	Ag	Rb	Cs	Ba	Sr	Tl	Ga	Ge	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U
YK-5	<0,5	207	3,8	417	38	5,55	24	<0,5	0,92	10,2	4,4	185	11,7	11,8	4,65
YK-11	<0,5	205	6,9	269	56	7,21	31	<0,5	1,35	18,6	6,2	232	18,4	17,8	5,93
Ort.	0,5	206	5.4	343	47	6.38	28	0.5	1.14	14.4	5.3	209	15.1	14.8	5.29
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
YK-5	10,8	20,3	2,03	7,14	1,34	0,309	1,16	0,27	1,88	0,45	1,50	0,253	1,70	0,263	
YK-11	30,0	47,0	4,26	13,80	2,57	0,784	2,07	0,52	3,41	0,70	2,24	0,393	2,57	0,395	
Ort.	20,4	33,7	3,15	10,47	1,96	0,547	1,62	0,40	2,65	0,58	1,87	0,323	2,14	0,329	

Çizelge 6. Kavak yöresi I-S minerallerinin eser element çözümlenmeleri.

Table 6. Trace element analyses of I-S minerals from Kavak area.

	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th	S	As
KAV-2	84	14	574	209	15	12	130	482	306	43	90	6	749	46	71	8	15
KAV-4	68	14	551	206	20	5	100	529	178	6	96	11	716	48	77	15	72
Ort.	76	14	563	208	18	9	115	506	121	25	93	9	733	47	74	12	44

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Sivas çevresinde Eosen yaşlı volkanik kayalarda ve bunların hidrotermal bozuşma ürünlerinde gerçekleştirilen litolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemelerden elde edilen sonuçlar ile bunların yorumlanması ve tartışılması aşağıdaki gibidir :

İnceleme alanında yaklaşık D-B veya KD-GB uzanım lı volkanik kayalarda kırık zonları ile ilişkili post-magmatik hidrotermal çözeltiler önemli bozuşmalara neden olmuşlardır. Eosen döneminde etkin olan kırıklar (Yılmaz ve diğ., 1995) volkanik ürünlerin yükselmesine; sonraki dönemlerde, olasılıkla Neojen'de yeniden aktif hale geçerek hidrotermal sisteme olanak sağlamış gözükmektedir. Bunun sonucu sıcak sular ile volkanojenik bileşenlerin kimyasal etkileşiminin ürünleri olan neoformasyon mineralleri oluşmuştur (Çizelge 7). İlgili parajenezler, Doğu Pontidlerde yaygın olarak

**Çizelge 7.** Yörelere göre neoformasyon minerallerinin karşılaştırılması (\*Ender, bazı örneklerde; \*\*=Bol, çoğu örneklerde).

**Table 7.** Comparison of neoformation minerals as to areas (\*=Rare, in some samples; \*\*=Abundant, in most samples)

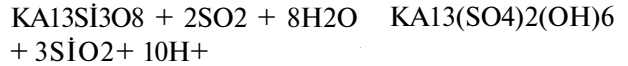
Mineral/Yöre	Şeyhhalil	Canabdal	Kiremitli	Kavak
Karbonatlar				
Kalsit	**	*		
Dolomit	**			
Siderit		*		
Sülfatlar				
Jarosit	**		**	**
Jips	**			**
Barit			**	
Alümit		**		
Fosfatlar				
Goyazit		**		
Silika				
Kuvars	**	**	**	**
Tridimit	**			
Feldispatlar				
K-feldispat	**		**	**
Killer				
Kaolinit	**	**		
I-S	**		**	**
İllit	*		**	**
Smektit	*			*
Fe-okisitler				
Hematit		*		
Götüt	**		**	*
Pirit			**	
Markasit			*	

gözlenen hidrotermal bozuşmalara (Çelik et al., 1999; Karakaya ve Karakaya, 2001) benzerlik göstermektedir :

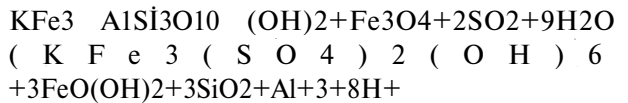
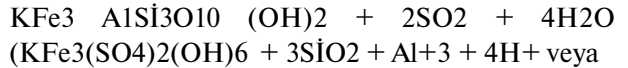
Ortaç bileşimli volkanik kayaların bozuşmasından açığa çıkan katyonlardan Mg, dolomit; Fe, hematit, götüt, pirit, markasit, jarosit ve sideritin; Ca, kalsit, dolomit ve jipsin; Al, kil ve goyazit minerallerinin; artan silis de tridimitin oluşumunda kullanılmıştır. S ise hidrotermal akışkanlarla sisteme katılarak jarosit, jips ve baritin bileşimine katkıda bulunmuştur.

Jips ve barit, I-S oluşumlarına eşlik etmekte olup, Ca'un kaynağını çevredeki karbonat kayaları, Ba'un kaynağını ise feldispatlar oluşturmaktadır. Krandallit grubunun bir üyesi olan goyazit, (Sr, Ca, Ba)Al<sub>3</sub>(P,As)O<sub>4</sub>·2(OH)·5H<sub>2</sub>O biçiminde genel bir formüle sahip olup, kaolinitlerle birlikte Canabdal yöresinde bulunmaktadır. Tüm kayaçta yapılan kimyasal çözümlenmelerden Sr ve P bakımından zengin olduğu anlaşılmaktadır.

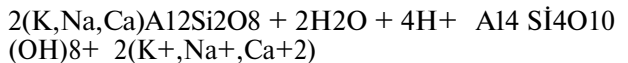
Sadece Canabdal yöresinde alüminin varlığı ve K-feldispat bulunmaması bu iki mineral arasındaki tepkimeyi olası kılmaktadır :



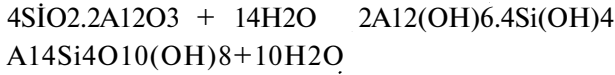
Alüminin gözlenmediği diğer yörelerde ise jarosit ortaya çıkmakta ve çoğunlukla götüte eşlik etmektedir. Bu mineralin oluşumunda biyotit ve/veya demiroksit türü opak minerallerin (manyetit vb.) bozuşması gerekli olmaktadır :



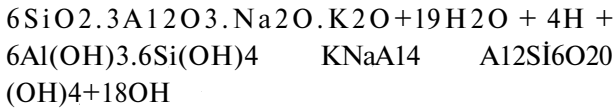
Şeyhhalil ve Canabdal yöresinde ortaya çıkan kaolinitler için, iki oluşum mekanizması ileri sürülebilir. Birincisi feldispatların bozuşmasıdır :



İkincisi ortamlar farklı olmasına rağmen köken malzemenin aynı olması nedeniyle tonşayn-lardakine (Bohor ve Triplehorn, 1993) benzer bir oluşum biçimi ileri sürülebilir. Burada ilk aşama volkanik camın asidik hidrotermal çözeltiler ile ayrışması ve oluşan sulu Al-silikat jeli biçimindeki ara üründen itibaren kaolinitin sentezi olası gözük-mektedir : Volkanik cam +Su Sulu Al-silikat jeli Kaolinit+Su



Bozuşmuş volkanik kayalarda feldispat-ların korunmuş olması, I-S'in feldispattan ziyade kaolinitinkine benzer bir biçimde volkanik camdan itibaren türemiş olduğunu göstermektedir. Bir örnekte dahi olsa, jibsitin  $\text{Al}_2(\text{OH})_6$  bulunması Al-silikat jelinin varlığına işaret edebilir :



Volkanik malzemenin hidrotermal bozuş-ması ile oluşacak kil mineralinin türünü (kaolinit veya I-S) aşağıdaki parametreler denetlemiş gözük-mektedir (Bohor ve Triplehorn, 1993; Gündoğdu et al., 1996) : hidrotermal çözeltilerin pH'ı (asidik ise kaolinit, ortaç ise I-S), hidrotermal çözeltilerin tuzluluğu ve/veya alkalitesi (tuzluluk az ise kaolinit, çok ise I-S), açık ve kapalı sistemde yıkan-ma derecesi (ortam açık ise kaolinit, kapalı ise I-S), silika doygunluğu (çok ise kaolinit, az ise I-S), iyon-ların ( $\text{H}^+$ ,  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ,  $\text{Al}(\text{OH})_4$  vb.) ve suyun aktivitesi (çok ise kaolinit, az ise I-S), volkanik malzemenin çözünme hızı ve miktarı (çok ise kaolinit, az ise I-S), volkanik malzemenin bileşimi (Fe ve/veya Mg'ca zengin ise I-S, fakir ise kaolinit), alkali kation oranları (Kaolinit için  $\text{Na}/\text{K}=0$ , I-S için  $\text{K}/\text{Na}=1$ ).

İç Anadolu'nun kuzeyindeki volkanojenik provenste DKD-BKB boyunca (Yozgat-Sivas-Giresun) kırmızımsı-pembemsi yamacıklı beyaz

renkli hidrotermal oluşumlar, yerel olarak kaolinit veya I-S yataklarını oluşturmakta, arazi görünüm-leri bakımından birbirinden ayırt edilememektedir. Ayrıca, değişik miktarlarda Fe-oksit ve/veya sülfat içermeleri nedeniyle de ekonomik zonların ortaya çıkarılması, yaygın mineralojik ve jeokimyasal çalışmaların yapılmasını zorunlu hale getirmektedir.

## DEĞİNİLEN BELGELER

Aktimur, H.T., Tekirli, M.E. ve Yurdakul, M.E., 1990. Sivas-Erzincan Tersiyer havzasının jeolojisi. MTA Dergisi, 111,25-36.

Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. Clays and Clay Minerals, 36, 3, 193-213.

Bohor, B.F. ve Triplehorn, D.M.,1993. Tonsteins: Altered volcanic ash layers in coal bearing sequences. Geological Society of America, Special Paper, 285, 44 pp.

Boynnton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Geochemistry of the rare earth elements, Elsevier, Henderson, P. (ed.), pp. 63-114.

Çelik, M., Karakaya, N. and Temel, A., 1999. Clay minerals in hydrothermally altered volcanic rocks, Eastern Pontides, Turkey. Clays and Clay Minerals, 47,708-717.

Çerikcioğlu, B. ve Yalçın, H., 1998. Yıldızeli-Akdağmadeni arasındaki (Yavu çevresi) Eosen yaşlı volkanojenik kayalarla ilişkili kil minerallerinin mineralojisi ve jeokimyası. C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 15, 87-100.

Flanagan, F. J., 1976. Descriptions and analyses of eight new USGS rock standarts, In Twenty-eight papers present analytical data on new and previously described whole rock standarts: USGS Prof. Paper, (ed. by F.J.Flanagan), 840, 171-172.

## SİVAS BATISINDAKİ (YILDIZELİ-AKDAĞMADENİ) HİDROTERMAL KAOLİN ve I-S OLUŞUMLARI

Fuji, N., Kayabah, İ. and Saka, A.H., 1995. Data book of ceramic raw materials of selected areas in Turkey. MTA Monography Series No. 1, 144 p.

Gençoğlu, H., Bayhan, H. ve Yalçın, H., 1989. Bilecik-Söğüt yöresi kaolin yataklarının mineralojisi ve kökeni. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, C.Ü. Sivas, 20-23 Eylül, Bildiriler Kitabı (Eds. D.Boztuğ ve H.Yalçın), 97-112.

Govindaraju, K., 1989. 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandarts. Geostandarts Newsletter, 13, 1-113.

Gökten, E., 1983. Şarkışla (Sivas) güney-güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26, 167- 176.

Gökten, 1993. Yıldızeli (Sivas) güneyinde Akdağ metamorfitleleri ve örtü kayalarının stratigrafisi ve tektoniği. Türkiye Jeoloji Bülteni, 36, 83-93.

Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A. and Korotev, R.L.,1984. The "North American shale composite" : Its compilation, major and trace element characteristics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48, 2469-2482.

Gündoğdu, M.N., Yalçın, H., Temel, A. and Clauer, N., 1996. Geological, mineralogical and geochemical characteristics of zeolite deposits associated with borates in the Bigadiç, Emet and Kırka Neogene lacustrine basins, Western Turkey. Mineralium Deposita, 31, 492-513.

Haskin, L.A., Haskin,M.A., Frey, F.A. and Wildeman, T.R.,1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In : Origin and Distribution of the Elements, L.H.Ahrens (ed.). Pergamon Press, p.889-912.

Karakaya, N. ve Karakaya, M.Ç., 2001. Şaplıca (Şebinkarahisar, Giresun) volkanitlerinin hidrotermal alterasyon türlerinin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 44, 75-89.

Keller, W.D., 1976. Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin-I. Clays and Clay Minerals, 24, 107-113.

Keller, W.D., 1978. Classification of kaolins exemplified by their textures in scan electron micrographs, Clays and Clay Minerals, 26, 1-20.

Kurtman, R., 1973. Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. MTA Dergisi, 80, 1-32.

Moore D.M. and Reynolds R.C., 1997. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford Univ. Press, Oxford, 378 p.

Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O., 1980. Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir Masifi arasının temel jeolojisi. MTA Derleme Raporu, No.6722, Ankara (yayımlanmamış).

Streckeisen, A., 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Recommendations and Suggestions. Neues Jahrbuch für Mineralogie. Stuttgart. Abhandlungen, 31, 1-14.

Tatar, Y., 1977. Ofiyolitli Çamlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafisi ve petrografisi. MTA Dergisi, 88, 56-72.

Tütüncü, K. ve Aktimur, H.T., 1988. 1:100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Divriği-F25 paftası, MTA Yayını, Ankara.

Weaver, C.E. and Pollard, L.D., 1973, The Chemistry of Clay Minerals. Developments in Sedimentology 15, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 213 pp.

Yalçın, H., 1991. Hidrotermal kaolinitlerin morfolojisi ve kimyası : Eskişehir ve Malatya yörelerinden örnekler. V. Ulusal Kil Sempozyumu, Anadolu



Üniversitesi, Eskişehir, 16-20 Eylül, Bildiriler Kitabı (Ed. M.Zor), 74-86.

Yalçın, H., 1997. Eosen yaşlı denizaltı volkanizması ile ilişkili İç Kuzey Anadolu zeolit oluşumları. C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 14,43-56.

Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 2001. Sivas havzası (güney kesimi) talk oluşumlarının mineralojisi ve kökeni. 10. Ulusal Kil Sempozyumu, Selçuk Üniversitesi, Konya, 19-23 Eylül, Bildiriler Kitabı, 314-326.

Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2002. Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası : denizsuyukayaç etkileşimine bir örnek. C.Ü.Müh. Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 19, 81-98.

Yalçın, H., Karayığit, A.İ., Cicioğlu, E. ve Gümüşer, G., 1997. Eosen yaşlı Sorgun kömür havzasının kil mineralojisi ve tümkayaç jeokimyası arasındaki ilişkiler. VIII. Ulusal Kil Sempozyumu, Dumlupınar Üniversitesi, Kütahya, 24-27 Eylül, Bildiriler Kitabı (Ed.I.Işık), 15-24.

Yeniyol, M., 1983, Trakya ve Kuzeybatı Anadolu kil yataklarının mineralojisi ve endüstriyel değerlendirmeleri. TÜBİTAK, Proje No. TBAG-498, 103 s.

Yılmaz, A., 1981a. Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24, 31-38.

Yılmaz, A., 1981b. Tokat ile Sivas arasındaki bölgede bazı volkanitlerin petrokimyasal özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24, 51-58.

Yılmaz, A., 1983. Tokat (Dumanlıdağ) ile Sivas (ÇeltEKdağı) dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu. MTA Dergisi, 99-100, 1-18.

Yılmaz, A., Uysal, Ş., Bedi, Y., Yusufoglu, H.,

Havzoğlu, T., Ağan, A., Göç, D. ve Aydın, N., 1995. Akdağ Masifi ve dolayının jeolojisi. MTA Dergisi, 117, 125-138.

Yılmaz, A., Uysal, Ş., Bedi, Y., Eşref, A., Yusufoglu, H., Havzoğlu, T. ve Aydın, N., 1997. 1:100 000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları No.46 Sivas-F22 Paftası. MTA Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara, 14 s.

#### KATKI BELİRTME

Bu çalışma C.Ü. Araştırma Fonu Başkanlığı'nın desteği kapsamında hazırlanmıştır. Arazi ve laboratuvar çalışmaları süresince desteğini esirgemeyen Arş.Gör.Zeynel BAŞIBÜYÜK'e, arazi çalışmalarındaki lojistik yardımları için Veysel ATEŞ ve Yrd.Doç.Dr.Ömer Lütfi SÜL'e, laboratuvar çalışmalarındaki yardımları için Kimya Yüksek Mühendisi Fatma YALÇIN, Kimyager Dr.Ümit ŞENGÜL ve teknisyen Ufuk KUŞ'a teşekkürü bir borç biliriz.

#### EXTENDED SUMMARY

Interesting results were obtained from lithologic, mineralogic-petrographic and geochemical investigations, which carried out on Eocene volcanic-volcanosedimentary units and their hydrothermal alteration products in Sivas western. Lavas in the study area were represented by basaltic andesite, basaltic trachy-andesite, trachyte and dacite with intermediate and calc-alkaline composition that are occurred with fractional crystallization from magmas in which crustal contamination is dominant. Volcanism in the region was developed during the collision of Anatolide-Pentide plates or following period according to geochemical data.

Post-magmatic hydrothermal solutions related to fault zones with ENE-WSW direction that caused the important extensive alterations. The fault systems affected in the Eocene that are erupted the volcanic products that seem to be reactivated in late Miocene and become possible the circulation of the

hydrothermal fluids. Thus, neoformation minerals were taken place as products of chemical interaction between hydrothermal solutions and volcanogenic components.

Kaolinite and/or I-S were completely developed in the white-yellow altered volcanic rocks in the Şeyhhalil, Kiremitli and Kavak (Yıldızeli) regions. Jarosite, gypsum, goethite, pyrite, marcasite and gibbsite were detected in the altered volcanic rocks bearing I-S. Among the cations coming out alteration of volcanic rocks with intermediate composition, Mg are used for occurrences of dolomite, palygorskite, Fe for goethite, pyrite, marcasite and siderite; Ca for calcite, dolomite and gibbsite; and Al for clay and goyazite. The remains of silica produced the tridymite, and finally sulphur carried with hydrothermal system contributes to the compositions of jarosite, gypsum and barite.

The presence of both alunite and goyazite on contrary to absence of K-feldspar only in the Canabdal area possibly indicate a genetic relationship between these minerals. Jarosite usually associated with goethite appears in the other areas where found no alunite. The formation of jarosite requires the alteration of biotite and/or opaque minerals (magnetite, etc). The two mechanisms could be asserted for the formation of kaolinite in the Şeyhhalil and Canabdal areas: The first is the alteration of feldspar and the other is kaolinization of the volcanic glass as similar to occurrences of tonstein although the environments are different from each other. It is possibly suggested that the first stage is the hydrolysis of volcanic glass by hydrothermal fluids and then kaolinite is synthesized from intermediate product as Al-silicate gel. In the altered volcanic rocks, I-S can be considered to derive from volcanic glass rather than feldspar because of the preservation of feldspar.

The kind of clay minerals such as kaolinite or I-S which are formed by the alteration of volcanic material seem to be controlled by various parameters such as pH, salinity and/or alkalinity of

hydrothermal solutions, leaching degree in the open and closed system, silica saturation, activation of water and ions, and alkali cation ratios. The composition and dissolution rate and amount of volcanic material are also important. In the volcanogenic province at the northern part of the Central Anatolia, white hydrothermal occurrences with reddish to pink-like patches contain locally kaolinite or I-S that they are similar to one another from the point of view of field. In addition to this, they can be operated with difficulty due to bearing Fe-oxide and/or sulphate, therefore the recognition of the economic zones by mineralogic and geochemical studies are necessary.

---

Makale Geliş Tarihi : 10 Ekim 2002

Kabul Tarihi : 26 Mayıs 2003

Received : October 10, 2002

Accepted : May 26, 2003





## **Elmedin Tepe Resifi ve Kızılkaya Tepe Resif Kompleksinin (Mut-Mersin) Modal ve Fasiyes Analizi**

*Modal and Facies Analysis of the Elmedin Hill Reef and Kızılkaya Hill Reef Complex (Mut-Mersin)*

Murat GÜL Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 01330, Balcalı/ADANA  
(e-posta: melgulahoo.com)

Muhsin EREN Mersin Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 33342, Çiftlikköy/İÇEL  
(e-posta: meren@yahoo.com)

Kemal GÜRBÜZ Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 01330, Balcalı/ADANA  
(e-posta: sedim@mail.cu.edu.tr)

### **Öz**

Bu çalışma, Mut'un (Mersin) 4-5 km kuzeydoğusunda bulunan Elmedin tepe resifi ve Kızılkaya tepe resif kompleksinin petrografik-modal analiz incelemesini içermektedir. Mut Havzasında, resifal kireçtaşlarından oluşan Mut formasyonu (Orta Miyosen), resif aralarında ve nispeten derin havzada çökelmiş, kıltaşı-marn-killi kireçtaşı aralanmasından ibaret Köşeledi formasyonu ile yan ve düşey geçişli dokanağa sahiptir. Mut formasyonu Geç Kretase yaşlı kireçtaşlarını, Burdigaliyen yaşlı akarsu ve göl çökellerinden oluşan Derinçay formasyonunu ve Akitaniyen-Burdigaliyen yaşlı gölsel sedimanlardan ibaret Fakırca formasyonunu uyumsuz olarak üzerlemektedir.

Petrografik çalışmalar sonucu, Kızılkaya tepe resifi kompleksi, Elmedin tepe resifi ve çevreleyen tortularda üç fasiyes ayrılmıştır. Modal analiz sonuçlarına göre taban fasiyesinde (vaketaşı-istiftaşı), mikrit: % 60,4; sparit % 4,1; çatı oluşturuıcı organizma: % 18,7; intraklast: % 5,3; diğer bileşenler: % 11,5 oranlarında bulunmuştur. Resif çekirdeği fasiyesi bağtaşı-çatıtaşı alt fasiyesinde, mikrit: % 26,4; sparit: % 18,4; çatı oluşturuıcı organizma: % 43,6; intraklast: % 3,5; diğer bileşenler: % 8,1; vaketaşı-istiftaşı alt fasiyesinde, bağlayıcı: % 48,8; sparit: % 12,2; çatı oluşturuıcı organizma: % 5,7; intraklast: % 12,3; diğer bileşenler: % 21,1 oranlarında bulunmaktadır. Örtü fasiyesi (vaketaşı-istiftaşı) içinde, mikrit: % 54,8; sparit: 7,5 % çatı oluşturuıcı organizma: % 16,8; intraklast: % 7,3; diğer bileşenler: % 13,7 olarak belirlenmiştir.

Deniz seviyesinin durayh, ortam koşulları uygun olduğunda çatı oluşturuıcı organizma (kırmızı alg+mercanc+bryozoa) oranı sabit kalmıştır. Deniz seviyesinin yükseldiği kısımlarda çatı oluşturuıcı organizmalar nispeten azalarak, bağlayıcılar artmıştır. Diğer bileşenler ve dalga aktivitesine bağlı olarak intraklastlar önemli oranda artmıştır.

**Anahtar Sözcükler:** Resif, Orta Miyosen, Mut Havzası, Karbonat Mikrofasiyesleri

### Abstract

This study comprises of modal and petrographical results of Elmedin hill reef and Kızılkaya hill reef complex that are situated approximately 4-5 km northeast of Mut town (Mersin). In the Mut basin, Mut formation, that contains reef limestone (Middle Miocene) has a lateral and vertical gradational contact with Köşeledi formation which includes claystone-marl-clayey limestone alternation and deposited in among the reefs and relatively deeper region in the basin. The Mut formation unconformably overlies the Late Cretaceous limestone and Burdigalian aged Derinçay formation that contains fluvial and limnic deposits and Aquatanian-Burdigalian Fakırca formation which contain limnic deposits.

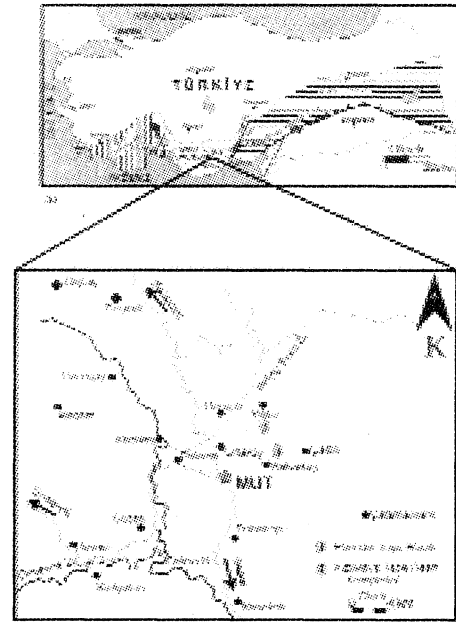
As a result of petrographical studies, three fades are distinguished in Kızılkaya hill reef complex and Elmedin hill reef and surrounding sediments. According to modal analysis results, micrit: 60.4 %; sparit: 4.1 %; frame forming organisms: 18.7 %; intraclast: 5.3 %; other constituents: 11.5 % in average volume are found in the base fades (wackestone-packstone). In reef core fades; in bindstone-framestone subfacies micrit: 26,4 %; sparit: 18.4 %; frame forming organisms: 43.5 %; intraclast: 3.5 %; other constituents: 8.1 %; in wackestone-packstone subfacies micrit: 48.8 %; sparit: 12.2 %; frame forming organism: 5.7 %; intraclast: 12.3 %; other constituents: 21.1 % are found. In sealing fades (wackestone-packstone) micrit: 54.8 %; sparit: 7.5 %; frame forming organism: 16.8 %; intraclast: 7.3 %; other constituents: 13.7 % are determined.

Ratio of frame forming organisms (coral+red alga+bryozoa) were constant during the stable sea level and suitable environmental condition. When high stand sea level; ratio of frame forming organism was relatively decreased, binding materials was increasing. Other constituents and depend on an effect of sea wave intraclast were reach to significant ratio.

**Key Words:** Reef, Middle Miocene, Mut Basin, Carbonate Microfacies.

## GİRİŞ

Mut ilçesi ve çevresi (Mersin, S Türkiye) Orta Toroslar bölgesinde yer alan ve Mut Havzası olarak bilinen eski-sedimanter havza içinde yer alır (Şekil 1). Mut havzasında Orta Miyosen zamanı Mut ve Köşelerli formasyonları ile karakterize edilmektedir (Şekil 2). Köşelerli formasyonu kiltası, killi kireçtaşı ve marn aralanmalarından; çalışmaya konu olan Mut formasyonu ise resifal kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu formasyon içinde yer alan ve günümüz topografyasında önemli yükseltileri oluşturan yama resifleri (Elmedin tepe, Kızılkaya tepe, Kızıldağ tepe, ZifHcirkaya tepe ve diğ.) eski-çökeltme ortamı içinde var olan eski-topoğrafik yükseltiler üzerinde gelişmişlerdir. Havzanın Tersiyer'den günümüze değin yapısal hareketlerden etkilenmemiş olması ve ilksel konumunu günümüze kadar koruması nedeniyle araştırmacıların yoğun ilgisini çekmiştir (Gökten, 1976; Gedik ve diğ., 1979; Tanar, 1989; Gürbüz ve Uçar, 1999; Özdoğan ve Şahbaz, 1999). Ancak resifler üzerine odaklanan çalışmalar oldukça sınırlıdır. Atabey (1999) Mut formasyonu içinde yer alan tümsek, mercek şekilli

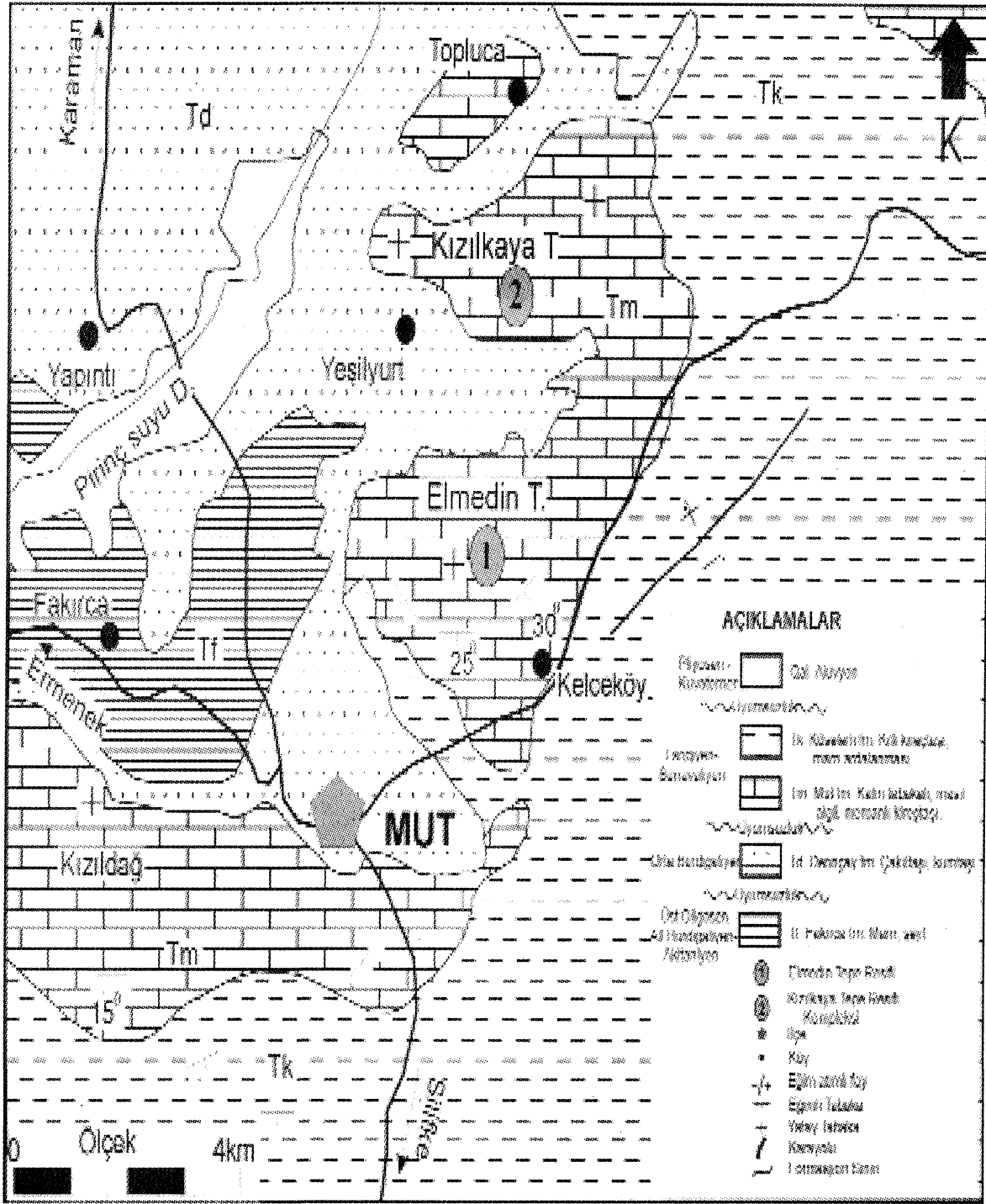


karbonat yığılımları üzerinde çalışmıştır.

**Şekil 1.** A) Toros Orojenik Kuşağı ve Bölümlerini gösteren şematik harita (Özgül, 1983). B) İncelenen resiflerin yerlerini gösteren yer bulduru haritası.

**Figure 1.** A) Schematic map illustrating the Tauride orogenic Belt and its Subdivisions (from Özgül, 1983). B) Index

## ELMEDİN TEPE RESİFİ VE KIZILKAYA TEPE RESİF KOMPLEKSİNİN MODAL VE ANALİZİ



Şekil 2. İnceleme alanı genel jeoloji haritası (Atabey ve diğ., 2000'den değiştirilerek).

Figure 2. Geological map of the study area (modified from Atabey et al. 2000).  
map of the study area showing locations of researched reef

Bu çalışma kapsamında ise Elmedin tepe resifi ve Kızilkaya tepe resif kompleksinin sedimentolojik özellikleri makroskopik ve mikroskopik

gözlemler temel alınarak araştırılmıştır. Her iki resifte Mut'un kuzey doğusunda yer almakta ve bir birlerine göre oldukça farklı topografik görünümüne sahiptir. Elmedin tepe resifi dom şeklinde bir görünüme sahipken, Kızılkaya tepe resif kompleksi kenarları oldukça dik kayalık görünüme sahiptir.

## YÖNTEM

İncelemeye konu olan resiflerin fasiyes özelliklerinin ortaya konması amacıyla; Elmedin tepe resifinden üç adet stratigrafik kesit üzerinden, otuz sekiz, Kızılkaya tepe resif kompleksinde ise beş adet stratigrafik kesitten toplam elli sekiz adet el örneği alınmıştır. Toplanan bütün el örneklerinin ince kesitleri yapılarak, bunlar petrografik mikroskop altında incelenmiş, her bir örnek Dunham (1962) ve Embry & Klovan (1971) karbonat kayaç sınıflama sistemlerine göre adlandırılmışlardır. Ana fasiyes adlamaları resif geometrisi esas alınarak yapılmıştır. Alt fasiyeslerin adlamasında örneklerin dokusal özellikleri göz önünde bulundurulmuştur. Resifi oluşturan bileşenlerin istifin tabanından üst kesimlerine doğru olan değişimlerinin sistematik hale getirilmesi amacıyla, ince kesit incelemeleri sonucu belirlenen fasiyesler de dikkate alınarak, Elmedin tepe resifinde on sekiz, Kızılkaya tepe resif kompleksinde yirmi iki adet ince kesit üzerinde nokta sayımı yapılmıştır. Her bir örnekte; Prior marka "F" modeli otomatik nokta sayıcı ile 2 nokta atlamalı, 1/3 mm aralıklı 400 noktanın sayımı yapılmıştır. Çatı oluşturucu organizmalar (kırmızı alg, bryozoa, mercan), bağlayıcı malzeme (mikrit, spart), intraklastlar ve diğer biyogenik bileşenler (foraminiferler, pelesipod, ekin it) olarak dört ana grupta sayım yapılmıştır.

## GENEL JEOLJİ

Mut bölgesindeki jeolojik birimler Miyosen ve Miyosen öncesi olmak üzere iki guruba ayrılır (Özdoğan ve Şahbaz, 1999). Miyosen öncesi kayaçlar genellikle havzanın güney kesiminde yüzeylenen Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı birimlerle temsil edilmektedir. Genellikle karbonatlardan oluşan bu birimler içerisinde, tektonik yerleşimli Geç Kretase yaşlı ofiyolitik melanjlar da yer almaktadır. Miyosen yaşlı kayaçlar, Miyosen öncesi yaşlı jeolojik birimleri açısız uyumsuzlukla üzerlemekte-

dir. İnceleme alanında havzanın en yaşlı birim Akitanıyen-Burdigaliyen yaşlı Fakırca formasyonu gölsel ortamda çökelen, krem renkli, laminalı silttaşları; gri-yeşil renkte, yumuşak marnlardan oluşmaktadır (Tanar, 1989). Fakırca formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Derinçay formasyonu, akarsu, göl ve yer yer alüvyal yelpaze ortamında çökelmiş, kırmızı-yeşil renkli konglomera ve kumtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2).

Havzada Orta Miyosen, Mut-Köselerli-Dağpa/arı formasyonları ile temsil edilmektedir. Derinçay formasyonu üzerine uyumsuzlukla her üç formasyon da birbirleri ile girik haldedir. Mut formasyonu resifal karakterli olup, sığ denizel ortamda çökelmiştir. Formasyon içinde değişik tip ve geometride resifler, günümüz topografyasının önemli yükseltilerini oluşturmaktadır. Resiflerden bazıları her yöne eğimli örtü tabakaları ile örtülmüş durumda bulunurken, geri kalanları oldukça dik şevli sert bir topografik görünüm sunmaktadır. Köşelerli formasyonu Mut formasyonu resif tepelerinin arasında nispeten daha derin havza bölümlerinde çökelmiş olan kıltaşı-killi kireçtaşı-marn aralanmalarından oluşmaktadır. Dağpazarı formasyonu denizin gerileme evresinde, kıyıda, lagünde, yer yer de alüvyal yelpaze ortamında çökelmiş olan çakıltaşı, kumtaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşmaktadır (Atabey ve diğ. 2000, Şekil 2).

Geç Miyosen yaşlı Tırtar ve Ballı formasyonları Orta Miyosen sedimanlarını uyumsuz olarak üzerlemektedir. Regresif istif üzerine denizin ilerlemesi sonucu çökelmiş olan Tırtar formasyonu resifal kireçtaşlarından oluşmaktadır. Ballı formasyonu resif ve platformun karbonatlarının, havza yamacı ve havza ortamı karşılığı olarak çökelmiş olan yarı pelajik ve pelajik çökellerden oluşmaktadır (Atabey ve diğ. 2000, Şekil 2). Dağpazarı, Ballı ve Tırtar formasyonları inceleme alanı dışında kalan, kuzeyde topografik olarak yüksek bölgelerde yüzeylenmektedir.

## ELMEDİN TEPE RESİFİ

### Yayılm ve Topografik Görünüm

647 m yüksekliğindeki Elmedin tepe, uzun ve kısa eksenleri 2-1 km olan elipsoidal görünüme

sahiptir. Mut ilçe merkezinin 3,5 km kuzeydoğusunda Kelceköy ve Karaekşi mesire yeri arasında yer alır (Şekil 2). Elmedin tepe resifi dom-kubbe şekilli olup, yamaçları 25-300 eğimli tabakalar ile kaplı iken, zirve kısımlarında ince-orta kalınlıkta yatay tabakalı kireçtaşları yer almaktadır (Şekil 3).

### Geometri

Elmedin tepe resifinde, resif geometrisine bağlı olarak, taban fasiyesi, resif çekirdeği fasiyesi ve örtü fasiyesi olmak üzere üç ana fasiyes ayrılmıştır. Köselikli formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen kalın tabakalı taban fasiyesinin kalınlığı kesit üzerinde 4 m olarak ölçülmüştür. Taban fasiyesini üzerleyen, resif çekirdeği; dom şekilli olup, kalınlığı 35 metreyi bulmaktadır. Tüm resifi üzerleyen örtü fasiyesi orta kalınlıkta yatay tabakalardan oluşmakta olup kalınlığı 13-15 m olarak tespit edilmiştir.

### Resif Fasiyeleri

Yapılan arazi gözlemleri ve ince kesit incelemeleri sonucu Elmedin tepe resifinde 3 ana fasiyes ayrılmıştır. Bu fasiyeslerdeki bileşenlerin modal analizlerin ortalama oranları Çizelge 1'de verilmiştir, **a) Taban fasiyesi:** Köselikli formasyonunun üzerine uyumlu olarak gelen bu fasiyes, kirli sarı-gri renkli, kalın tabakalı pelesipodlu-kırmızı algli vaketaşlarından oluşmuştur. E1 ve E3 ölçülü stratigrafik kesitlerinin tabanında görülen birimde mikrit önemli oranlara ulaşmıştır (% 62,5) (Şekil 3). **b) Resif çekirdeği fasiyesi:** Bu fasiyes doku özelliklerine dayanılarak 2 alt fasiyeye ayrılmıştır, i) Bağtaşı-çatıtışı alt fasiyesi: Koyu sarı-gri renkli kalın tabakalı, masif görümlü, bağtaşlarından oluşan birimde çatı oluşturucu organizma oranı % 45'i aşmaktadır. Çoğunlukla kırmızı alglerin yoğun olarak gözlenildiği bu alt fasiyeste, zaman zaman mercan ve bryozoaların oranlarında artış gözlenmektedir. E1 ve E2 ölçülü stratigrafik kesitlerinde bağtaşı-çatıtışı alt fasiyesi iki farklı seviyede gözlenir. Taban fasiyesi üzerindeki ilk gelişimleri sürekli olmamıştır. İkinci gelişimleri her üç stratigrafik kesitte yaklaşık aynı seviyelerde gelişmiştir (Şekil 3, Levha 1 A,B). ii) Vaketaşı Alt Fasiyesi: Vaketası alt fasiyesi, bağtaşı-çatıtışı alt fasiyesi ile yanal ve düşey yönde dereceli geçişlere sahiptir. Açık sarı-gri renkli bu alt fasiyes, kalın tabakalı ve masif görümlüdür. Birimin bileşimine çamurtaşları ve planktik foraminiferli vaketaşlarında

katılmaktadır. Diğer fasiyeslerden farklı olarak birim içerisinde resiften kopan intraklastlar ve diğer bileşenler önemli oranlara ulaşmaktadır (sırasıyla % 14,1 ve % 11,2) (Şekil 3, Levha 1 C,D). **c) Örtü fasiyesi:** Elmedin tepedeki tüm resifal oluşumları kaplayan bu fasiyes, açık-koyu gri renkli, orta-kalın yatay tabakalı vaketaşlarından oluşmaktadır. Bu fasiyes mikritik bağlayıcının en yüksek oranda bulunduğu fasiyestir (%64,8) (Şekil 3, Levha 1 E, F).

### Resif Gelişimi

Köselikli formasyonunu oluşturan killi kireçtaşı-kiltaşı-marn aralanmalarının oluştuğu denizel ortamın sığlaşması, resif gelişimine taban oluşturan kırmızı algli pelesipodlu vaketaşlarının çökmesine neden olmuştur. Deniz seviyesinin daha düşüşü ilk olarak kırmızı alg, daha da düşüşü mercanların gelişimi için uygun ortamlar sağlamıştır. Duran ve Şengündüz (1993) güncel kırmızı alg ve mercanların en iyi 20 m (60ft) derinlikteki sığ denizde, 30-40 ppt'lik normal deniz suyu tuzluluğunda ve temiz suda gelişebildiklerini belirtmişlerdir. Bu ortam koşulları bölgeden bölgeye farklılıklar göstermekte ve mercanlar için ideal gelişim derinliği olarak 25-45 m arasında ve daha sığ olan derinlikler ifade edilmektedir. İtalya Toscano bölgesinde yapılan bir araştırmada kırmızı alglerden, bu çalışmada da çeşitli türleri tespit edilmiş olan *Lithophyllum* sp. ve *Lithothamnium* sp.'nin 100 m derinliklere kadar ulaştığı bulunmuştur. İlk olarak E1 ve E2 ölçülü stratigrafik kesitlerinin alt seviyelerinde varlığı tespit edilen kırmızı algli-mercanlı bağtaşı-çatıtışı alt fasiyesi sürekliliğini koruyamamıştır. Ortamın derinleşmesine bağlı olarak yerini vaketası alt fasiyesine bırakmıştır. Bu kısımda dalga aktivitesine bağlı olarak diğer bileşenlerin özellikle de intraklastın doğudan batıya doğru arttığı ve sırasıyla % 11 ve % 14 oranlarına ulaştığı gözlenmiştir. Daha sonra ortamın tekrar çatı oluşturucu organizma gelişimi için uygun hale gelmesiyle ikinci bağtaşı-çatıtışı alt fasiyesi tüm ölçülü stratigrafik kesitlerde gözlenmiştir. Ortamın tamamen derinleşmesiyle bağlayıcı oranının % 70' lere (mikrit % 64,8; sparit % 5,0) ulaştığı yatay tabakalı örtü fasiyesi gelişmiştir. Düşey yöndeki bağtaşı-çatıtışı alt fasiyesinin, mikritik vaketası alt fasiyesi aralanması genelde deniz suyu seviyesindeki değişimlerin bir sonucudur. Bunun yanısıra



**Tablo 1.** Elmedin tepe resifi fasiyelerinin ortalama bileşen oranları.**Table 1.** Average constituent ratio (Elmedin - hill reef)

ELMEDİN TEPE RESİFİ		Mikrit (%)	Sparit (%)	Çatı Oluşturucu Organizma (Kırmızı alg+Mercan+Bryozoa) (%)	İntraklast (%)	Diğer Bileşenler (Foraminifer+Pelesi pod+ Ekinit+Ostrakod) (%)
Taban Fasiyesi	Vaketaşı	62,5	5,1	17,2	5,3	10,0
Resif Çekirdeği	Bağtaşı-Çatıtaşı Alt Fasiyesi	27,2	18,8	45,9	2,0	6,1
	Vaketaşı Alt Fasiyesi	53,8	10,4	10,5	14,1	11,2
Örtü Fasiyesi	Vaketaşı	64,8	5,0	20,4	1,5	8,4

resifin göreceli olarak yüksek enerjili (dalga tabanı na yakın) bir ortamda bağtaşı-çatıtaşı alt fasiyesinin gelişimi sırasında, yersel olarak korunmalı bölgelerde, bağtaşı-çatıtaşı alt fasiyesi içinde girik olarak, mikritik vaketaşı alt fasiyesinin gelişimi söz konusudur. Ancak resifin her yöne eğimli tabakalardan oluşması, asıl büyük yığılmanın tepenin görülemeyen merkez kısmında yer aldığına ve üzerine gelen tabakalanmaların yamaç eğimine uygun olarak geliştiğine işaret etmektedir (Şekil 3).

## KIZILKAYA TEPE RESİFİ KOMPLEKSİ

### Yayılım ve Topoğrafik Görünüm

Mut ilçe merkezinin 5 km kuzeyinde Yeşilyurt köyünün 1 km kuzeydoğusunda yer almaktadır. 554 m ve 490 m yüksekliğindeki iki resif yükseltisinden oluşmaktadır. D-B doğrultulu resif 1,5 km uzunluğunda 750 m genişliğindedir (Şekil 2). Resiflerin güney ve kuzeybatı kesimleri oldukça dik kenarlı, kayalık masif bir görünüm sunarken üst seviyelere doğru bu sert görünüm kaybolmaktadır. Dik kayalık kesimlerde blok şeklinde kopmalar ve devrilmeler yaygın bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 4).

### Geometri

İki resif tepesinde de 3 ana fasiyes ayrılmıştır. 1,5 m kalınlığında bol pelesipodlu-ekinitli taban fasiyesi çoğu yerde molozlarla örtülü durumdadır.

Bu fasiyes içinde uyumsuz olarak üzerlediği Derinçay formasyonuna ait kırıntılar da bulunmuştur. Batıdaki I. resifin çekirdek fasiyesi 13-15 m kalınlıkta masif-kalın tabakalı resifal kireçtaşlarından oluşurken, bunu 4-5 metre kalınlıktaki örtü fasiyesi takip etmektedir. Doğuda yer alan II. resifte çekirdek fasiyesinin kalınlığı 12-13 m, örtü fasiyesinin kalınlığı 2-3 m olarak ölçülmüştür. İki resif tepesi arasında kalan havza bölümünde örtü birimlerinin kalınlığı 10-12 metreye ulaşmaktadır (Şekil 4).

### Resif Fasiyesleri

Yapılan arazi gözlemleri ve mikroskopik çalışmalar sonucu Kızılkaya tepe resif kompleksinde iki farklı resif ve 3 ana fasiyes ayrılmıştır. Bu fasiyeslerdeki bileşenlerin ortalama yüzdeleri Çizelge 2'de verilmiştir. **Taban fasiyesi:** Derinçay formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen bu fasiyes bol pelesipodlu, ekinitlidir. Ayrıca birimin bileşimine Derinçay formasyonuna ait orta-kâba taneli kumtaşı kırıntılarında katılmaktadır. Fasiyes çoğu yerde resif gövdesinde meydana blok şeklindeki kopmalar ve devrilmeler nedeniyle moloz ve toprak örtüsü ile kaplanmıştır. **I. Resif çekirdeği fasiyesi:** Batıda yer alan bu resif gövdesi içinde iki alt fasiyes ayrılmıştır, i) Bağtaşı-çatıtaşı alt fasiyesi: Koyu gri-sarı renkli, masif görünümlüdür. Bileşiminde çatı oluşturucu organizma oranı % 46'ya ulaşmaktadır. Sürekliliği II. resifteki benzer alt fasiyesten daha fazla gelişmiştir (Şekil 4, Levha 1 A,B). ii) Vaketaşı alt fasiyesi: Taban fasiyesi

ELMEDİN TEPE RESİFİ VE KIZILKAYA TEPE RESİF KOMPLEKSİNİN MODAL VE ANALİZİ

**Tablo 2.** Kızılkaya tepe resifi fasiyelerinin ortalama bileşen oranları.  
*Table 2. Average constituent ratio (Kızılkaya hill reef)*

KIZILKAYA TEPE RESİFİ		Mikrit (%)	Sparit (%)	Çatı Oluşturucu Organizma (Kırmızı alg+Mercan+Bryozoa) (%)	İntraklast (%)	Diğer Bileşenler (Foraminifer+Pelesipod+Ekinit+Ostrakod) (%)
Taban Fasiyesi	Vaketaşı	58,3	3,1	20,1	5,4	13,1
I. Resif Çekirdeği	Bağtaşı-Çatıtışı Alt Fasiyesi	14,4	27,1	46,1	3,8	8,6
	Vaketaşı Alt Fasiyesi	43,1	10,2	1,5	9,5	35,7
II. Resif Çekirdeği	Bağtaşı-Çatıtışı Alt Fasiyesi	37,6	9,4	38,7	4,7	9,6
	Vaketaşı Alt Fasiyesi	49,5	16,0	5,0	13,2	16,4
Örtü Fasiyesi	Vaketaşı	44,8	9,9	13,3	13,0	19,1

üzerinde gelişen ilk resif fasiyesi, koyu gri-kirli sarı renkli masif görümlü vaketaşlarından oluşmaktadır. Diğer bileşenler özellikle de pelesipod ve ekinitler (% 35) birimin en önemli bileşenleridir (Şekil 4, Levha 1 C,D). II. Resif çekirdeği fasiyesi: Doğuda yer alan bu resifte de ilk resife benzer olarak iki alt fasiyes ayrılmıştır, i) Bağtaşı-çatıtışı alt fasiyesi: Resif gövdesi içerisinde iki ayrı seviyede gelişmiştir. Süreklilikleri I. resifte olduğu gibi uzun süreli olmamıştır. Sarı-kirli sarı-gri renklere olan birim, alt seviyelerde kahn-yatay tabakalı, masif görümlü iken, Kk4 ölçülü stratigrafik kesitinin üst seviyelerinde havza içine doğru 25-300 eğimli orta kalınlıkta tabakalardan oluşmaktadır. Çatı oluşturucu organizma oranı I. resife göre nispeten daha düşüktür (% 38,7). ii) Vaketaşı alt fasiyesi: Açık sarı-gri renkli, orta-kalın tabakalı, masif görümlü birim, bağtaşı-çatıtışı alt fasiyelerinin arasında ortamın nispeten derin ve/veya korunmalı olduğu ortamlarda gelişmiştir. Özellikle Kk5 kesitinde pelesipod, ekinit ve dalga aktivitesinin fazlalığına bağlı olarak intraklastlar bileşime katılmıştır. Örtü fasiyesi: Tüm resifal oluşumların üst seviyelerinde onları kaplayacak şekilde gelişmiştir. Resif üstlerinde ve resifler arasındaki Kk3 kesitinde koyu gri-gri renkli, orta-kalın, yatay tabakalardan oluşmaktadır. Resif

çekirdeklerinin kanat kısımlarında havza içine doğru 25-300 eğimli tabakalar şeklinde bulunur. İki resif arasında kalan alana doğru resiflerden türemiş intraklast miktarının arttığı gözlenmektedir (Şekil 4, Levha 1 E,F).

### Resif Gelişimi

Kızılkaya tepe resif kompleksi Langiyen başında güneyden kuzeye doğru denizin ilerlemesi sırasında Derinçay formasyonu kırıntılıları üzerinde uyumsuz olarak gelişmiştir. Taban fasiyesi içinde bol miktarda pelesipod ve ekinitin yanısıra Derinçay formasyonuna ait orta-kaba taneli kum taneleri bulunmuştur. Pelesipod ve ekinitlerin varlığı Derinçay formasyonunun oluşumundan sonra bölgede normal denizel ortam koşullarının egemen olduğunu gösterir. Ancak taban fasiyesi ana resif gövdesindeki kopmalar, düşmeler nedeniyle örtülü durumdadır. Elmedin tepe resifinde olduğu gibi Kızılkaya tepe resifi kompleksi resif çekirdeği gelişimi sırasında düşey yöndeki fasiyes değişimleri genelde deniz suyu seviyesindeki değişimlerle kontrol edilmektedir. Ancak denizel ortamdaki akıntı sistemlerine açık olan bölümlerde bağtaşı-çatıtışı alt fasiyesi gelişirken, göreceli olarak korunaklı bölgelerde mikritik vaketaşı alt fasiyesi oluşumları

gerçekleşebilmektedir.

Batıdaki I. resif çekirdeği, taban fasiyesi üzerinde çökelmiş olan vaketaşları ile gelişmeye başlamıştır. Ortamın sıklaşmasıyla gelişen bağtaşlarının arasında su sirkülasyonunun daha iyi olduğu olduğu kısımda mercanlı çatıtaşı oluşumu gelişmiştir. Ortamın tamamen derinleşmesiyle örtü fasiyesi, çekirdek fasiyeslerini kaplamıştır.

Doğudaki II. resif çekirdeğinde alt fasiyeslerinin gelişimi, göreceli deniz seviyesi değişimlerinden çok daha fazla etkilenmiştir. Başlangıçta su sirkülasyonunun iyi olduğu Kk3 ve Kk4 ölçülü stratigrafik kesitlerinde mercanlı çatıtaşları gelişirken, Kk5 'te bağtaşı gelişmiştir. Ortamın derinleşmesiyle vaketası alt fasiyesi gelişmiştir. Alt seviyelerde yer alan bu birimlerin üzerine ortamın derinleşmesiyle vaketaşları gelişmiştir. Doğuya doğru (Kk5 ölçülü stratigrafik kesiti) dalga aktivitesine bağlı olarak intraklast ve diğer bileşenler önemli miktarlara ulaşmıştır (sırasıyla % 13,2 ve % 16,4). Ortamın tekrar çatı oluşturucu organizmaların gelişimine uygun hale gelmesiyle, bağtaşı ve çatıtaşı alt fasiyesi gelişmeye başlamıştır. Bu resif çekirdeği oluşumunda ortamın tamamen derinleşmesi ve örtü fasiyesinin çökelmesiyle son bulmuştur (Şekil 4).

Örtü fasiyesini oluşturan vaketaşları, resif çekirdekleri üzerinde yatay tabakalı, resif çekirdeği kenarlarında eğimli tabakalardan ve aradaki yine havza bölümünde yatay tabakalardan oluşmaktadır. Özellikle havza içinde çökelen örtü birimlerinde intraklastlar çokça bulunmaktadır (Şekil 4).

## SONUÇLAR

Bu çalışma sonucunda Mut formasyonu içinde topoğrafik olarak iki farklı görünüme sahip resiflerde benzer fasiyes oluşumları gözlenmiştir. Elmedin tepe resifi Köselirli formasyonu üzerinde uyumlu gelişirken, ana resif gövdesi dom ya da kubbe şekilli bir görünüm sunmaktadır. Derinçay formasyonu üzerinde uyumsuz olarak gelişen, Kızılkaya tepe resifi kompleksi oldukça dik, sarp, kayalık ve sert bir görünüme sahiptir. Her iki resifte de taban fasiyesi (vaketası), resif çekirdeği fasiyesi (bağtaşı-çatıtaşı alt fasiyesi; vaketası alt fasiyesi), ve örtü fasiyesi (vaketası) ayrılmıştır. Taban fasiye-

sü ve örtü fasiyesi içinde yaygın olarak (%60-65 oranlarında) bağlayıcı malzemenin varlığı tespit edilmiştir. Resif çekirdeğindeki bağtaşı alt fasiyesi içinde çatı oluşturucu organizmaların oranı % 45'ini üzerine çıkmaktadır. Vaketası alt fasiyesi içinde ise zaman zaman %30'lara varan oranda diğer bileşenler ve dalga aktivitesine bağlı olarak %14'lere varan oranda intraklast varlığı tespit edilmiştir. Örtü fasiyesinde en önemli bileşen %70'ine varan oranlarda bulunan bağlayıcıdır. Her iki resif gelişiminde düşey yöndeki fasiyes değişimleri başlıca deniz suru seviyesindeki değişimlerle güçlüce kontrol edilememektedir. Ancak bunun yanı sıra, bağtaşı-çatıtaşı alt fasiyesi gelişimleri esnasında arada kalan korunaklı bölgelerde de vaketası alt fasiyesi girik halde yer yer gözlenebilmektedir.

## DEĞİNİLEN BELGELER

Akarsu İ., 1960, Mut Bölgenin jeolojisi, MTA Dergisi, S. 54,36-45.

Atabey E., 1999, Mut Havzasında Orta Miyosen karbonat yığılımlarının litofasiyes özellikleri ve evrimi, Orta Toroslar, 52, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, 295-309.

Atabey, E., Atabey, N., İslamoğlu, Y., Saraç, G., Günay, E., Sözeri, Ş., Hakyemez, A., Özçelik N. ve Babayigit, S., 2000. Mut (İçel) - Karaman arası Miyosen litostratigrafisi - kronostratigrafisi ve istif stratigrafik yorumu, MTA Jeoloji Etüdüleri Dairesi Başkanlığı Derleme Rapor No: 10312, Ankara, 164s

Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, W. G. Ham (ed.), Classification of Carbonate Rocks, Mem.AAPG, 1, 108-121.

Duran, O. ve Şengündüz, N., 1993, Karbonat kayaları ve rezervuar özellikleri, TPAO Ar. Mer. Gr. Baş. Eğ. Yay. No:24, Ankara.

Embry, A. F. and Klovan, J. E., 1971, A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island" N. W. T. Bull. Can. Petrol Geol., 19, 730-781.

Esteban, ML, 1979/1980, Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean,

## ELMEDİN TEPE RESİFİ VE KIZILKAYA TEPE RESİF KOMPLEKSİNİN MODAL VE ANALİZİ

- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 29:169-188.
- Gedik, İ., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979, Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları", TJK, 22: 7-26.
- Gökten E., 1976, Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi, TJK Bülteni, C. 19, 117-126.
- Gürbüz, K. ve Uçar, L., 1999, Mut Baseni Miyosen yaşlı resifal kireçtaşlarının jeolojisi, Çukurova Üniversitesi Yerbilimleri (Geosound) Dergisi, 33, 129-140.
- Hayward A. B., 1984, Sedimentation and basin formation related to ophiolite nappe emplacement, Miocene, SW Turkey, Sedimentary Geology, 40, 105-129.
- Hayward, A. B. Robertson, A. H. F. and Scoffin, T. P., 1992, Miocene patch reefs from a Mediterranean marginal terrigenous setting in SW Turkey, SEPM Concept Sed. Pal. 5.
- İslamoğlu. Y. ve Atabey, E., 1999, Mut Havzası (Orta Toroslar) karbonat çökellerinde saptanan mollusk faunasının paleoekolojik ve paleoortamsal özellikleri, 52. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiriler Kitabı, 334,340.
- Martin J. M., Braga, J. C. and Riding, R., 1997, Late Miocene Halimeda algal microbial segment reefs in the marginal Mediterranean Sorbas Basin, Spain, Sedimentology, 44(3): 441-456.
- Okhravi R. and Amini A., 1998, An example of mixed carbonate-pyroclastic sedimentation (Miocene, Central Basin, Iran), Sedimentary Geology, 118:37-54.
- Özdoğan M. ve Şahbaz A., 1999, Transgresif set - ada lagüner sistem içinde yıkanmış bir yelpaze deltanın gelişimi ve fasiyes özellikleri (Miyosen, Mut Havzası, Türkiye güneyi), Yerbilimleri, 21, 143-159.
- Şafak, Ü. ve Gökçen, N., 1991, Planktik foraminifer zonlanmasına Doğu Akdeniz provensinden bir örnek: Mut Havzası Tersiyer istifi, TJK Bülteni, 22, 27-35.
- Tanar, Ü., 1989, Mut Havzası Tersiyer istifinin stratigrafik ve mikropaleontolojik (ostrakod ve foraminifer) incelemesi, Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana, 199 s. (Yayınlanmamış).
- Tanar, Ü. ve Gökçen, N., 1990, Mut-Ermenek Tersiyer istifinin stratigrafisi ve mikropaleontolojisi, MTA Der. 110: 175-180.
- Tuzcu, S. ve Karabıyıkoglu, M., 1991, Resifler genel karakterleri, fasiyesleri, evrimi ve ekonomik önemi. Jeoloji Mühendisliği, 38: 5-38.
- [http://www.soest.hawaii.edu.mooregg103class\\_22p df.pdf](http://www.soest.hawaii.edu.mooregg103class_22p df.pdf), Geology of the Hawaai island, 9 April 2002.
- <http://www.rac-spa.org.tn/SPA/Italy/TOSCANO.htm>
- <http://www.calacademy.org/research/izg/CORAL%20REEFS.htm>

### KATKI BELİRTME

Araştırmacılar bu çalışmaya maddi destek sağlayan Mersin Üniversitesi Araştırma Fonuna, paleontolojik verilerin değerlendirilmesinde yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Nurdan İNAN'a (Mersin Üniversitesi) ve arazi çalışmalarındaki katkılarından dolayı Jeo. Yük. Müh. Ahmet Özbek'e ve Mersin Üniversitesi Mut Meslek Yüksek Okulu çalışanlarına teşekkür ederler.

### EXTENDED SUMMARY

This study comprises of modal and petrographical results of Elmedin hill reef and Kızılkaya hill reef complex that are the typical reefs in the Mut formation (Middle Miocene). The examined reef hills are situated 4-5 km NE of Mut (MERSİN, S TURKEY).

The Mut basin is known as a palaeosedimentary basin in Central Taurides. Middle Miocene time is represented by Mut formation (reef lime-

stone), Köselirli formation (claystone, clayey limestone, marl) and Dağpazarı formation (conglomerate, marl, sandstone). These three formation has a lateral and vertical gradational contact. Mut formation typical reefs were growing up over the palaeotopographical rises that also show that present day topography. Some of the reefs have a dome shape (like Elmedin hill reef). Some of them have a steep side and shows a spectacular view from the reef core (like Kızılkaya hill reef complex). Köselirli formation was deposited relatively deeper basin part and among the reef hill. Dağpazarı formation includes alluvial fan and shoal deposits.

These three formations unconformably overly the Upper Cretaceous limestone, Burdigalian aged Derinçay formation (fluvial and lacustrine) and Aquitanian-Burdigalian aged Fakırca formation (lacustrine). They are unconformably overlain by Serravalian aged Tirtar formation (reef limestone) and Ballı formation (claystone, marl, clayey limestone alternation). The Dağpazarı, Tirtar and Ballı formations are outcropped outside of the study area at northern and higher part of the Mut Basin.

For the reef facies development explanation, three measured stratigraphic sections were taken and 38 hand samples were collected from Elmedin hill reef, five measured stratigraphic sections were taken and 58 hand samples were collected from Kızılkaya hill reef complex. Thin sections of all hand samples were prepared and classified according to Dunham (1962) and Embry & Klovan (1971) carbonate classification system. Also for determining of variation of reef communities from bottom to top, 18 thin sections from Elmedin hill and 22 thin sections from Kızılkaya hill reef complex were counted with using Prior mark "F" model automatic point counter. 400 points were counted for each section, interval distance between each point was 1/3 mm. 5 different types of material ratio were determined. These are micrite, sparite, frame forming organisms (red alga, coral and bryozoa), intraclast and the other constituents (foraminifera, pelecypod, echinoid, gastropod, ostracod and etc.)

As a results of field observation and thin section investigation, three main facies are distin-

guished in the reef depend on reef geometry and several sub facies are seperated according texture. These are base facies, reef core facies. sealing facies. Base facies consists of pelccypod-echinoid bearing wackestone (62.5 % micrite; 5.1 % sparite; 17.2 % franie forming organisms; 5.3 % intraclast; 9.9 % the other constituents) and conformably overlies the Köselirli formation in Elmedin hill reef. Sandy limestone (58.3 % micrite; 3.1 % sparite; 20.1 % frame forming organisms; 5.4 % intraclast; 13.4 % the other constituents) unconformably overlies Derinçay formation detrials in Kızılkaya hill reef complex.

Mut formation started to develop over the paleotopographical rises in shallowing marine environment. Base facies provides a suitable ground condition for development of reef frame organism such as re4algae, coral and bryozoa. So reef core facies that contains framestone-bindstone subfacies and wackestone-packstone subfacies was evolved over the base facies. Depends on a local sea level fluctuation firstly red algae start to grew up where the enviromental conditions were suitable in the reef body and during the successive lowering of sea level cause the coral growth, so bindstone-framestone subfacies (14.4-37.6 % micrite; 9.4-27.1 % sparite; 38.7-46.1 % frame forming organisms; 2.0-4.7 % intraclast; % 6.1-9.6 the other constituents) deposited. Deepening of sea level cause cease of bindstone-framestone subfacies development and wackestone-packstone subfacies deposited (43.1-53.8 % micrite; 10.2-10.6 % sparite; 1.5-10.5 % frame forming organisms; 9.5-14.1 % intraclast; % 11,2-35,7 the other bonstituents). Frame forming organisms are the most important components of the bindstone-framestone subfacies. But in the wackestone-pacstone subfacies depends on a wave action sometimes intraclast derived from main reef body (in Elmedin hill reef) and sometimes other constituents (Kızılkaya hill reef complex) reach to an important ratio in main reef body. Main vertical facies variation in reef core depend on sea level fluctuation. Also during the higher energy period (close to the wave base) in addition to development of bindstone-framestone subfacies, micritic wackestone subfacies developed in the partially protected environment. Wackestone subfacies are found inside the bindstone-framestone subfacies with

gradually contact.

After the last deepening, all reef development ceased and covered by horizontally layers at the top and in the basin, and inclined layers at the reef slope. Sealing facies wackestone includes (44.8-64.8 % micrite; 5.0-9.9 % sparite; 13.3-20.4 % frame forming organisms; 1.5-13.0 % intraclast; 8.4-19.1 % the other constituents) broken off and transported materials from the main reef body and local organisms.

---

Makale Geliş Tarihi : 12 Ağustos 2002  
Kabul Tarihi : 26 Ağustos 2003

Received : August 12, 2002  
Accepted : August 1, 2003

## LEVHA I DİZİNİ

**Foto A.** Resif çekirdeği kırmızı algli bağtaşı alt fasiyesinin mikroskopik görünümü (K: Archaeolithothamnium sp. İnce kesit no: E 3.2);

*Photo A. Microscopic view of the reef core red algae binds tone subfacies (K: Archaeolithothamnium sp. Thin section no: E 3.2);*

**Foto B.** Resif çekirdeği mercanlı bağtaşı-çatıttaşı alt fasiyesinin mikroskopik görünümü (M: Litharaeopsis subepithe çata OPPENHEIM; İnce kesit no: Kk 4.3);

*Photo B. Microscopic view of the reef core coral bindstone-framestone subfacies (M; Litharaeopsis subepithe cata OPPENHEIM; Thin section no: Kk 4.3);*

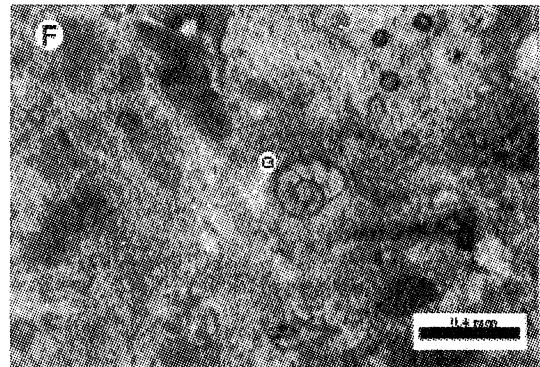
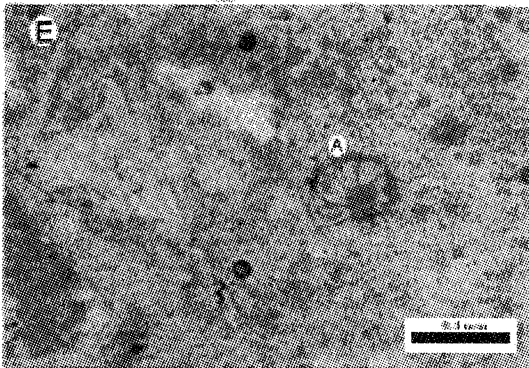
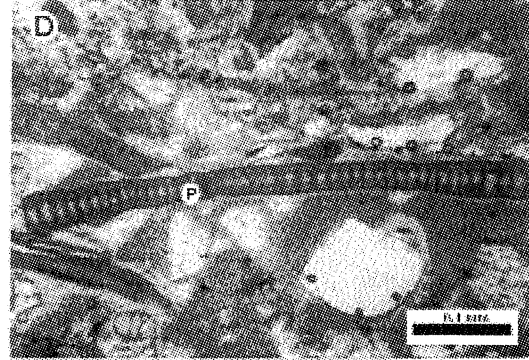
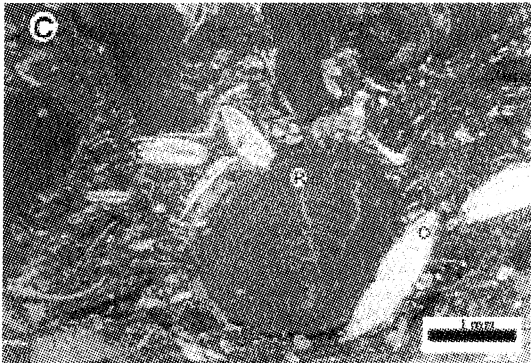
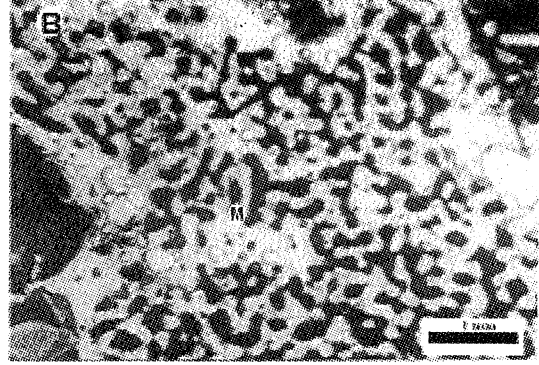
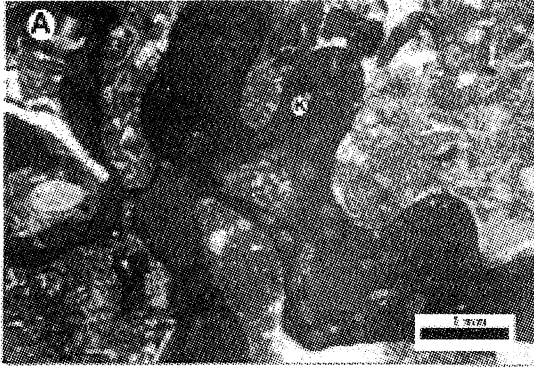
**Foto C.** Resif çekirdeği içinde yer alan vaketaşı-istiftaşların mikroskopik görünümü (Kırmızı alg, R: Amphiroa propria (LEMOINE, 1934), Bentik foram inifer, O: Operculina sp., İnce kesit no: Kk 5.6);

*Photo C. Microscopic view of the reef core wackestone-packstone subfacies (Red algae, R: Amphiroa propria (LEMOINE, 1934), Benthic foraminifera, O: Operculina sp., Thin section no: Kk 5.6);*

**Foto D.** Resif çekirdeği vaketası alt fasiyesinin mikroskopik görünümü (P: Peneroplis evolutus HENSON, İnce kesit no: Kk 5.9); E) Örtü fasiyesi vaketaşlarının mikroskopik görünümü (A: Anomalina sp., İnce kesit no: E 1.6); F) Örtü fasiyesi vaketaşlarının mikroskopik görünümü (G: Gyroidina cf. subangulata (PLUMMER), İnce kesit no: Kk 3.12).

*Photo D. Microscopic view of the reef core wackestone subfacies (P: Peneroplis evolutus HENSON, Thin section no: Kk 5.9); E) Microscopic view of the sealing fades wackestone (A: Anomalina sp., Thin section no: E 1.6); F) Microscopic view of the sealing fades wackestone (G: Gyroidina cf subangulata (PLUMMER), Thin section no: Kk 3.12).*

LEVHAI  
PLATE I









Geology, Petrography and Geochemistry of the Subduction  
Related Volcanic Rocks, West of Konya, Central Anatolia

***Orta Anadolu da Konya'nın Batsındaki dalmabatma ile ilişkili volkanik kayaların  
jeolojisi, petrografisi, ve jeokimyası***

H. KURT  
A. M.ÖZKAN  
K.KOÇAK

Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 42079 Konya  
Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 42079 Konya  
Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 42079 Konya  
(e-posta: kkocak@yahoo.com)

**Abstract**

The northwest of Konya is covered by Neogene volcanic breccias, agglomerates, tuffites, tuffs and lavas of andesite, dacite and basaltic andesite. The basaltic andesites contain about 7-10% of olivine, 3-5 % clinopyroxene, 5-10 % orthopyroxene, 60-70 % plagioclase and 5-10 % opaque minerals while the andesitic lavas include 50-60 % plagioclase, 10-15 % hornblende, 5% biotite, 2 %, clinopyroxene, 1 % sanidine, 1 % quartz and 3 % opaque minerals. Main constituents in the dacitic rocks are plagioclase (35-40%), quartz (10-15 %), hornblende (15-20 %), biotite (10-12 %), opaque minerals (2-3%) and sanidine (3 %). The plagioclase in dacites and andesitic rocks have oscillatory zoning and sieve texture .

The volcanic rocks range in composition from basaltic andesites to dacites with calc-alkaline character. Co-variation of major and trace element contents suggest fractional crystallization of hornblende, plagioclase, pyroxene and titaniferous magnetite. The plagioclase fractionation is confirmed by a slight development of negative Eu anomaly. High LREE/HREE and LILE/ HFSE ratios show that the samples were possibly formed from a subduction-related magma at active continental margin. The strong fractionated and riched REE patterns of the rocks indicate that the formation of these rocks may have involved continental crust.

**Key Words:** calcalkaline, subduction, Central Anatolia, volcanism, Neogene

**Öz**

*Konya'nın KB'sı Neojen yaşlı volkanik breş, aglomera, tüfit, tüf ve andesit, dasit ve bazaltik andezit lavlarıyla kaplıdır Bazaltik andezitler yaklaşık olarak % 7-10 olivin, %3-5 klinopiroksen, %5-10 ortopiroksen, %6(-)7( ) plajiyoklaz ve % 5-10 opak mineral fenokristalleri içerirken andezitik lavlar % 50-60 plajiyoklaz, % 10-15 hornblende, %5 biyotit, %2 klinopiroksen, %1 sanidin, %1 kuvars ve % 3 opak mineral oluşmaktadır Dasitik kayalar %35-40 plajiyoklaz, % 10-15 kuvars, %15-20 hornblend, %10-12 biyotit, % 2-3 opak mineral, % 3 sanidin içerirler Dasit ve andezitik kayaların salınım zonlanma ve elek dokusuna sahiptirler*

*Volkanik kayaların bileşimi bazaltik andezitten dasite kadar değişir ve tipik bir kalkalkalin karakter gösterirler. Ana ve iz element içeriklerinin değişimi hornblend, plajiyoklaz, piroksen, ve titanlı magnetitin fraksiyonel kristalleşmesine ileri sürmektedir Plajiyoklaz farklılaşması zayıf negatif Eu anomalisinin gelişimi ile*

*doğrulanmaktadır. Yüksek LREE/HREE ve LILE/HFSE oranları çalışılan örneklerin aktif kıta kenarında dalma batma ile ilişkili bir magmadan oluştuğunu göstermektedir. Kayaçların oldukça farklılaşmış ve zengin RE E grafiği bu kayaçların oluşumunda kıta kabuğunun içerildiğine işaret etmektedir.*

**Anahtar Sözcükler:** kalkalkalin, dalma-batma, Orta Anadolu, volkanizma, Neojen

## INTRODUCTION

The northwest of Konya in Central Anatolia is covered by products of Neogene volcanism. Location of the study area is shown on Figure 2. The volcanism in the area is suggested to be formed as a result of the continental collision (Keller et al., 1977). The volcanism in the area is considered to have started in the late Miocene and early Pliocene (Keller et al., 1977), producing dacite, andesite, basaltic andesite and pyroclastic rocks; all of which are calc-alkaline in composition. Temel et al. (1998) suggest that the volcanic rocks are products of assimilation and fractional crystallization (AFC) processes of a magma.

According to Keller et al. (1977), the genesis of the andesitic-dacitic magmas is related to a former subduction zone, which became active more than 12 m.y. ago. Kurt (1994, 1996,) suggested that dacites were evolved mainly by hornblende fractionation from an andesitic parental magma under hydrous conditions at shallow levels in the continental crust. It is suggested that both crystal fractionation and magma mixing have been involved in the evolution of the dacites.

Özkan (1998) gave a detailed account of the Neogene geology and stratigraphy of the area on the basis of their fossil content.

This paper reports field relations petrographic and petrological characteristics of various Neogene volcanic rocks at northwest Konya.

## GENERAL GEOLOGY

The basement of the area is Silurian-Cretaceous aged rocks, which consist of phyllite, schist, quart-

zite, dolomite, limestone, metavolcanic rocks, diorite, diabase, gabbro, peridotite and serpentine (Özcan ve diğ., 1990; Eren, 1993; Kurt, 1994). It is unconformably overlain by Upper Miocene-Lower Pliocene aged Ulumuhsine formation (Eren, 1993), which is made up by limestone, limestone-mudstone alternation, marl, bands of chert and trace fossils-bearing limestone deposited in a shallow and open-lake environment, and conglomerates formed in a braided stream environment (Özkan, 1998).

The pyroclastic rocks, which consist of volcanic breccia, agglomerate, tuffite and tuffs, conformably overlaid the Ulumuhsine formation. The clasts in volcanic breccia and agglomerates, with a size ranging from a few cm to 1 m, vary in composition from basalts through andesites to dacites. They are also partially derived from the basement rocks. The breccia and agglomerates, which varies in thickness from 9 to 60 m, occur mainly around Aktepe and south-west of Sille. They are mainly cemented by white-cream tuffaceous matrix, however some breccias also contain a carbonate-rich matrix on account of lacustrine environment in which they were deposited. Greenish white, yellow and pink coloured tuff and tuffites are exposed generally around Tatköy, Sulutaş and in the east of Takkalı Tepe, with a thickness between 2 to 80 m. The tuffs have medium to thick bedding, and have been greatly transformed to clays by weathering and hydrothermal alteration.

The youngest volcanic rocks are andesite, dacite, and basaltic andesite. The basaltic andesites are limited around at south of Absıray Tepe and west of Ulumuhsine village. The rocks contain phenocrysts of feldspar, hornblende and biotite. Dacitic rocks are composed of the phenocrysts of feldspars, hornblendes, quartzs, and biotites. The dacitic lavas with the cooling joints were extruded as volcanic domes. Dacites and andesites cover large area

SUBDUCTION RELATED VOLCANIC ROCKS, WEST OF KONYA, CENTRAL ANATOLIA

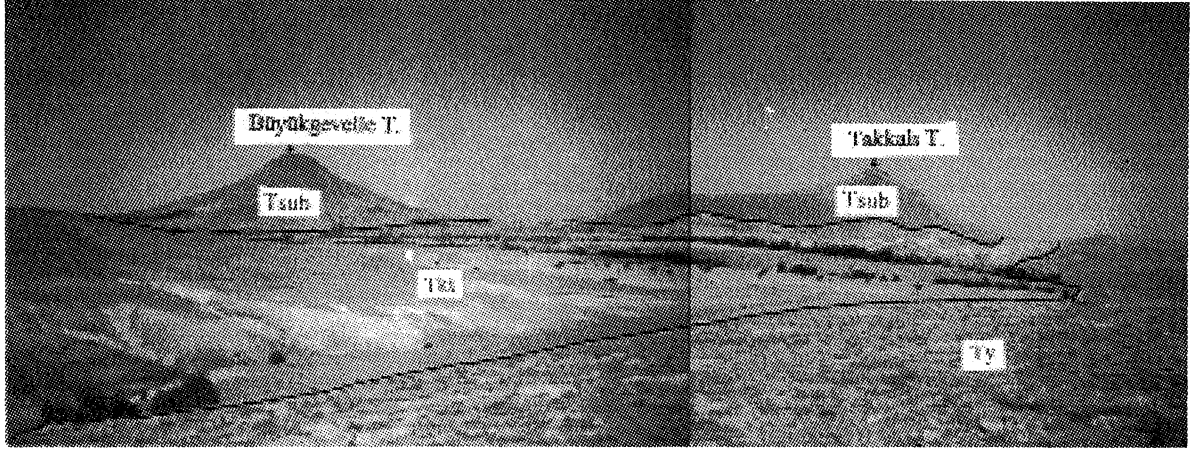


Figure 1. A view of Takkalıtepe and Büyükgevelle tepe, Tsub: dacite/andesite Tkt: tuff Tu: limestone of Ulumuhsine formation

Sekili. Takkalıtepe and Büyükgevelle tepe den bir görünüş. Tsub: dasit/andezit Tkt: tüf Tu: Ulumuhsine formasyonu kireçtaşı

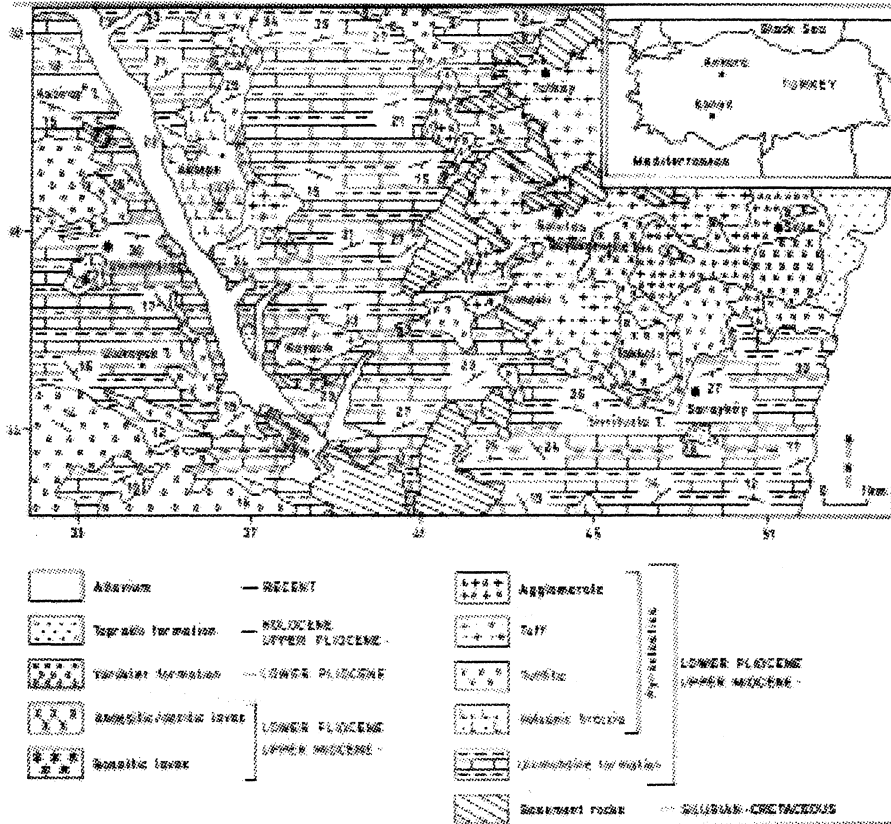


Figure 2. Geological map of the study area (Özkan, 1998).

Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası

around Takkalı Tepe, east of Sulutas and South of Sille (Fig. 1, Fig. 2).

Lower Pliocene aged Yürükler formation overlies unconformably volcanic rocks, and contains red conglomerate, red and caliche noduled mudstone deposits. All these lithologies are overlain unconformably by the Upper Pliocene- Holocene aged

Topraklı formation consist of red, gray conglomerate, cream, red and caliche noduled mudstone

## PETROGRAPHY

### Tuffs

The tuff generally varies from crystal through vitric to lithic tuffs. The vitric tuffs have plagioclase, quartz, amphibole, biotite, clinopyroxene, zircon and rare apatite in a vitrophyric porphyritic texture. The crystal tuffs consist of plagioclase, quartz, biotite and rare sanidine. Some samples may contain lithic (10-20%) and vitroclastic (3-6%) fragments. The matrix contains abundant quartz, some carbonate, and accessory zircon.

The modal mineralogical composition of the rock units are quartz (65-70 %), plagioclase (10-18%), biotite (1-3%), sanidine (2 %), carbonate (2-6%) and opaques (1-2%).

Phenocrysts of plagioclase are subhedral to anhedral crystals with albite twinning and oscillatory zoning, and may be replaced by very fine-grained quartz. Quartz phenocrysts have undoluse extinction. Subhedral biotite with apatite inclusions, are partly altered to chlorite along its cleavages.

The lithic fragments, commonly angular, were derived from the country rocks, which are metasedimentary, metaigneous and volcanic rocks. The metabasic rock fragments are mainly composed of by serpentine and olivine minerals while the volcanic fragments are made up of quartz, plagioclase, opaque oxides and glassy matrix. Some of them display hypocrySTALLINE porphyritic and microlitic textures. The metasedimentary rock fragments comprise quartz, biotite, muscovite, chlorite and clay minerals.

The groundmass of the tuff was made up mostly by glass-shards and minor crystal fragments, which is common in the tuffs and volcanic breccias. They are mostly concentrated in the form of aggregates. The fragments of the tuff are generally distributed irregularly though flow texture was locally observed. Alteration processes induced formation of iron oxides in the matrix.

### Bazaltic Andesite

The rock contains about 7-10 % of olivine, 3-5 % clinopyroxene, 5-10 % orthopyroxene, 60-70 % plagioclase and 3-5 % opaque minerals in a hypocrySTALLINE porphyritic texture.

The plagioclase phenocrysts are subhedral laths with albite twinning and rare oscillatory zoning. Subhedral clinopyroxene phenocrysts show simple and complex twinning with concentric zoning, and may contain abundant iddingsite. The olivine phenocrysts are commonly subhedral, often inverted to iddingsite and rimmed by iron oxide. Some of phenocrysts are embayed by groundmass crystals.

Some of the microphenocrysts in the groundmass are yellowish brown colour indicating iddingsitisation. The groundmass is commonly intersertal with minor glass, and composed of plagioclase laths, granules of olivine, clinopyroxene and opaque oxides.

### Andesitic Lavas

The rocks are hypocrySTALLINE porphyritic and the modally contain 50-70 of % plagioclase, 10-18 % of hornblende, 5% of biotite, 2 % of clinopyroxene, 1 % of sanidine, 1 % of quartz and 3 % of opaque oxides. Accessory apatite, zircon, occurs within both within the groundmass and as inclusions within the phenocrysts.

The plagioclase phenocrysts are frequently sieved with a thin overgrowth rim. They display albite twinning, oscillatory and patchy zoning, (Figure 3), and have abundant inclusions of biotite, apatite and opaque oxide grains. The hornblende exhibits strong pleochroism in shades of olive green to pale brown. They are subhedral or anhedral, generally being completely or partially replaced by iron oxides and chlorite. Biotites are subhedral to anhedral with green to dark brown pleochroism. Some phenocryst is completely or partially altered to chlorite or opaque minerals while fresh ones may have iron rich rim

Groundmass minerals are plagioclase, hornblende, quartz, opaque minerals, glass and alteration products such as chlorite, quartz, and epidote. In the fine grained groundmass, quartz and plagioclase microlites are present with minor glasses.

### Dacitic Lavas

The samples contains phenocrysts of plagioclase 35-40 %, quartz 10-18 %, hornblende 15-20 %, and opaque minerals 3-5 %.

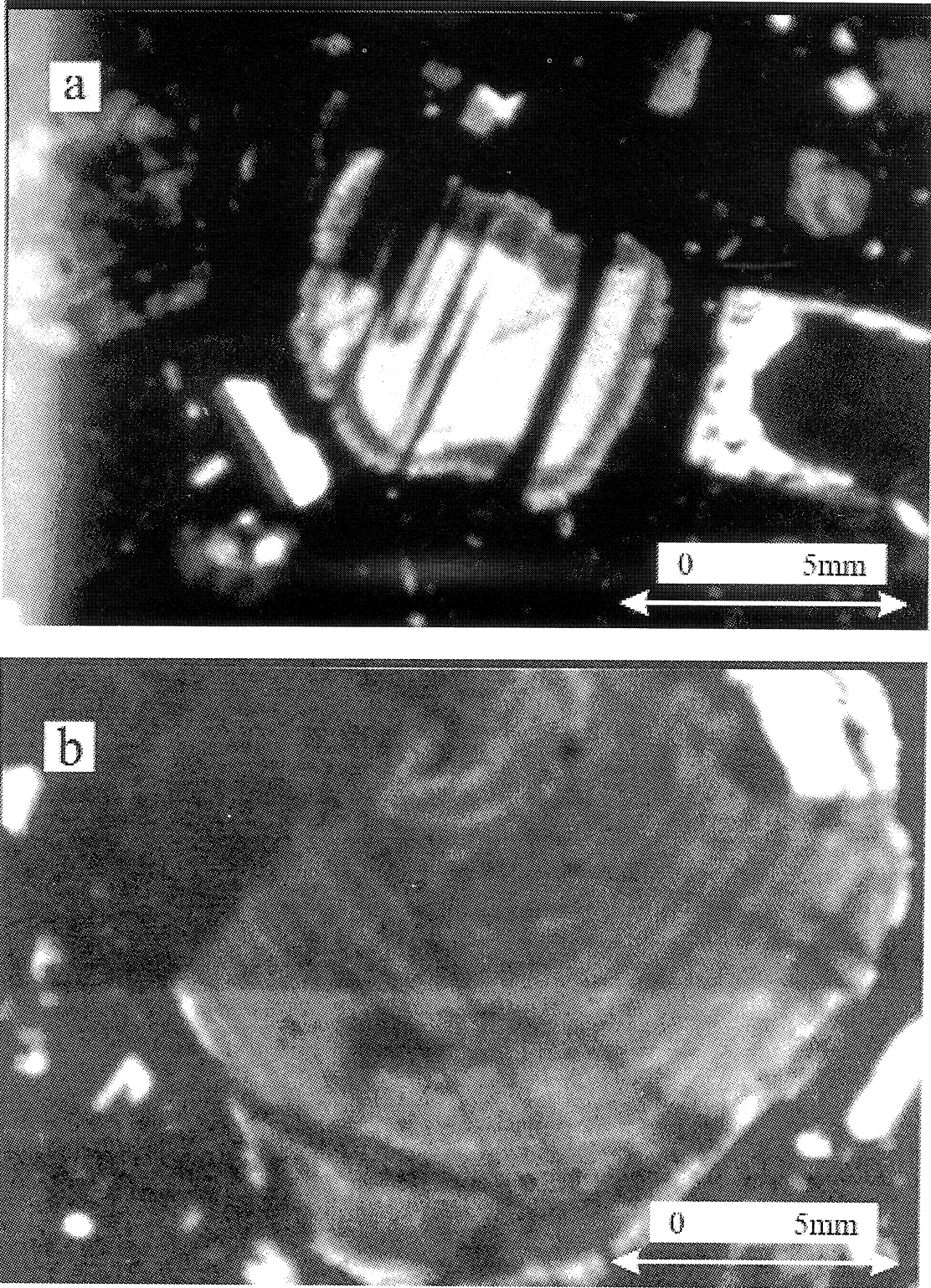


Figure 3. Sieve texture (a) and oscillatory zoning (b) in plagioclase of dacitic lavas

Şekil 3. Andezitik lavların plijiyoklazlarındaki elek dokusu (ajve salınım zonlanma(b))

biotite 10-15%, oxides 2-4 %, 3 % sanidine and accessory apatite in a hypocrystalline porphyritic texture.

The plagioclase crystals commonly display albite twinning, oscillatory zoning and sieve texture.

They also show glomeroporphyritic texture with biotite.

Phenocrysts of the quartz crystals are rounded, and their embayments were filled by groundmass material.

The biotite forms as subhedral phenocrysts with green, brown to dark brown pleochroism, where they oxidized. Some biotite phenocrysts, containing apatite inclusions, are partially or completely pseudomorphed by opaque minerals.

The hornblendes occur as subhedral to anhedral crystals that may be replaced by fine-grained opaque oxides. Sanidine in dacite is invariably rounded and embayed.

Groundmass is made up mostly by minerals of plagioclase, hornblende, biotite and quartz, and minor glass.

## GEOCHEMISTRY

Ten samples were analysed to determine contents of major oxides, trace and rare earth elements (REE) by ICP-MS at ACME Analytical laboratories in Canada, and their results are presented in Table 1.

According to a Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> diagram, composition of the subalkaline samples ranges from basaltic andesite through andesite to dacite (Figure 4). As the samples contain high water (generally > 2.4%), which may indicate mobilization of Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O, the samples were plotted on a discrimination diagram based on immobile elements (Figure 5). The two discrimination diagrams show coherency to each other, indicating that alkaline elements were not significantly mobilised. On an AFM diagram, the rocks display marked alkaline enrichment and plot in the calc-alkaline field (Figure 6). In the samples (except tuff samples), SiO<sub>2</sub> generally has positive correlation with K<sub>2</sub>O and Rb, and negative correlation with TiO<sub>2</sub>, CaO, MgO, Cr, Y,

Zr and Sr, which suggest that crystal fractionation of mafic minerals played a significant role in the genesis of the rocks. Depletion of CaO and MgO, and enrichment of K<sub>2</sub>O with increasing SiO<sub>2</sub> content reflect the crystallization of hornblende, plagioclase and pyroxene. The decrease in TiO<sub>2</sub> may reflect crystallization of titaniferous magnetite or Ti-bearing mafic minerals such as pyroxene and hornblende.

Ce/Nb (3.75-6.8) and Ba/Nb (53.9-95) ratios for volcanic rocks emphasize their close similarity to the average composition for the lower continental crust (Taylor and McLennan, 1985). Low La/Th (2.6-3.36), high Ba/La (21.9-28.4) and Ba/Nb (53.9-95) ratios in the samples, except tuff samples, are similar to those of convergent margin lavas related to a subduction zone (Sun, 1980). Figure is confirming subduction event in the genesis of the samples. The samples are characterised by high K<sub>2</sub>O (2.84-3.26 wt.%), Rb (70-104 ppm), Ba (593-1112 ppm), K/Rb (191.4-337), K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O except basaltic andesite K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (0.71-1.06) and FeO/MgO (2.07-2.51) ratios, which is similar to Andean type andesites series formed in relation with subduction event.

In MORB-normalized some trace element patterns are shown in figure, which show an enrichment in large ion lithophile elements (LILE), particularly Rb and Ba, and depletion in high field strength elements (HFSE). These features are typical of subduction related magmas, and can be formed by subducting slab, the melt or fluid component derived from basaltic crust and pelagic sediments (organic, carbonate or clay-rich) detrital sediments. The rocks show progressively decreasing negative Sr, P and Ti anomalies suggesting fractional crystallization of plagioclase, magnetite and apatite. A slight increase in Zr with fractionation may also reflect cpx crystallization (Villemant et al., 1981). All samples have a characteristic negative Nb anomaly, which indicates a subduction component in their genesis (Pearce, 1983).

Chondrite-normalized REE patterns (Figure) for the rocks generally show a strongly fractionated REE pattern with high LREE/LREE for the rocks. The samples are LREE enriched with (Ce/Sm)<sub>N</sub>=2.67-4.4, which are similar to those of

VOLCANIC ROCKS, WEST OF KONYA, CENTRAL ANATOLIA

(wt.%), trace and rare earth element analyses (ppm) of the rocks.

Şiğ / . Kayaçların ana(%), iz(ppm) ve nadir toprak element analizleri

Element	1	2	Avr.	3	4	Avr.	5	6	7	Avr.	8	9	10	Avr.
SiO <sub>2</sub>	63.73	63.79	<b>63.76</b>	52.52	52.40	<b>52.46</b>	63.39	60.26	60.90	<b>61.51</b>	66.70	65.72	65.94	<b>66.1</b>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.84	16.80	<b>18.82</b>	15.34	15.46	<b>15.40</b>	15.59	16.35	16.5	<b>16.14</b>	14.64	16.13	15.75	<b>15.5</b>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.47	3.50	<b>3.49</b>	7.73	7.78	<b>7.75</b>	4.50	5.82	5.0	<b>5.1</b>	4.14	3.72	3.67	<b>3.84</b>
MgO	1.39	1.40	<b>1.39</b>	6.48	6.55	<b>6.51</b>	2.01	2.87	2.5	<b>2.46</b>	1.74	1.44	1.42	<b>1.53</b>
CaO	3.71	3.82	<b>3.76</b>	8.78	8.90	<b>8.84</b>	4.70	6	5.10	<b>5.26</b>	4.45	3.86	3.85	<b>4.05</b>
Na <sub>2</sub> O	2.82	2.86	<b>2.84</b>	2.82	2.96	<b>2.89</b>	3.14	3.10	3.13	<b>3.12</b>	3.10	3.29	3.26	<b>3.21</b>
K <sub>2</sub> O	2.07	2	<b>2.04</b>	1.32	1.36	<b>1.34</b>	3.39	3.12	3.49	<b>3.33</b>	3.32	3.49	3.68	<b>3.49</b>
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.35	<b>0.34</b>	1.03	1.07	<b>1.05</b>	0.58	0.60	0.68	<b>0.62</b>	0.56	0.44	0.42	<b>0.47</b>
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.10	<b>0.11</b>	0.47	0.49	<b>0.48</b>	0.17	0.21	0.20	<b>0.19</b>	0.19	0.15	0.14	<b>0.16</b>
MnO	0.06	0.06	<b>0.06</b>	0.14	0.16	<b>0.15</b>	0.07	0.08	0.08	<b>0.076</b>	0.07	0.07	0.07	<b>0.07</b>
LOI	5.2	5	<b>5.1</b>	2.4	2.46	<b>2.43</b>	2.2	1.60	2.2	<b>2</b>	0.9	1.5	1.6	<b>1.33</b>
Total	<b>99.74</b>	<b>99.68</b>	<b>99.71</b>	<b>99.78</b>	<b>99.59</b>	<b>99.68</b>	<b>99.74</b>	<b>99.99</b>	<b>99.78</b>	<b>99.84</b>	<b>99.81</b>	<b>99.81</b>	<b>99.80</b>	<b>99.80</b>
Cr	20	20	<b>20</b>	330	336	<b>333</b>	40	53	40	<b>44.3</b>	10	30	50	<b>30</b>
Ba	591	595	<b>593</b>	959	964	<b>961.5</b>	1258	1218	860	<b>1112</b>	922	996	964	<b>960.6</b>
Ni	6	6	<b>6</b>	98	99	<b>98.5</b>	15	14	10	<b>13</b>	9	5	6	<b>6.66</b>
Sc	8	7	<b>7.5</b>	22	22	<b>22</b>	11	10	11	<b>11</b>	9	7	7	<b>8</b>
Zn	35	36	<b>35.5</b>	49	51	<b>50</b>	28	50	55	<b>44.3</b>	32	23	26	<b>27</b>
Cu	9	10	<b>9.5</b>	48	49	<b>48.5</b>	6	40	35	<b>27</b>	8	4	5	<b>5.66</b>
Co	7.2	7	<b>7.1</b>	30	30	<b>30</b>	8	13	6	<b>9.1</b>	8	8	8	<b>8.16</b>
Cs	4.1	4	<b>4</b>	2	2	<b>2.15</b>	3	3	3.1	<b>3.16</b>	5	4	4.2	<b>4.13</b>
Ga	18	18	<b>18</b>	18	18	<b>17.9</b>	19	17	17	<b>17.7</b>	16	20	20	<b>18.87</b>
Hf	4	4	<b>4</b>	5	5	<b>4.75</b>	4	4	4	<b>3.7</b>	3	4	4.3	<b>4</b>
Nb	11	11	<b>11</b>	16	16	<b>16</b>	12	11	12	<b>11.7</b>	13	14	13	<b>13.2</b>
Rb	88	88	<b>88</b>	70	70	<b>70</b>	103	110	100	<b>104.4</b>	84	111	117	<b>103.6</b>
Sn	2	2	<b>2</b>	2	2	<b>2</b>	2	3	2	<b>2.33</b>	1	1	2	<b>2</b>
Sr	251	252	<b>251.5</b>	730	735	<b>732.7</b>	613	620	565	<b>599.3</b>	625	555	552	<b>577.8</b>
Ta	1	1	<b>1</b>	1	1	<b>1</b>	1.0	1	1	<b>1.0</b>	1	1	1	<b>1.1</b>
Th	19	19	<b>19</b>	11	11	<b>11</b>	16	16	16	<b>15.7</b>	16	18	19	<b>17.5</b>
Tl	0.3	0	<b>0.15</b>	0	0	<b>0</b>	0.7	1	0.7	<b>0.66</b>	0.4	0.7	0.5	<b>0.5</b>
U	5	5	<b>5</b>	4	4	<b>4</b>	6	5	6	<b>5.6</b>	6	7	7	<b>6.4</b>
V	58	60	<b>59</b>	150	155	<b>152.5</b>	78	70	75	<b>74.3</b>	71	43	49	<b>54.3</b>
W	2	2	<b>2</b>	1	1	<b>1</b>	2	2	2	<b>2</b>	2	2	2	<b>2</b>
Zr	134	134	<b>134</b>	174	174	<b>174</b>	135	190	155	<b>160</b>	122	165	154	<b>147.3</b>
Y	19	19	<b>19</b>	24	25	<b>24.5</b>	20	23	20	<b>20.87</b>	17	20	19	<b>18.5</b>
La	49	50	<b>49.5</b>	37	37	<b>37</b>	36	42	39	<b>39.1</b>	37	42	52	<b>43.8</b>
Ce	75	75	<b>75</b>	60	60	<b>60</b>	55	60	80	<b>65</b>	57	64	79	<b>66.56</b>
Pr	7	7	<b>7</b>	7	7	<b>7</b>	6	6	6.3	<b>6.16</b>	6	7	8	<b>7</b>
Nd	28	28	<b>28</b>	30	30	<b>30</b>	25	25	25	<b>25</b>	23	27	30	<b>26.8</b>
Sm	4	4	<b>4</b>	5	5	<b>5</b>	4	4	4	<b>4</b>	4	4	5	<b>4.16</b>
Eu	1	1	<b>1</b>	2	2	<b>2</b>	1	1	1	<b>1</b>	1	1	1	<b>1.09</b>
Gd	4	4	<b>4</b>	5	5	<b>5</b>	4	4	4	<b>4</b>	4	4	4	<b>4.13</b>
Tb	1	1	<b>1</b>	1	1	<b>1</b>	0.6	0.5	0.6	<b>0.55</b>	0.5	0.6	0.6	<b>0.56</b>
Dy	3	3	<b>3</b>	4	4	<b>4</b>	3	3	3	<b>3.47</b>	3	3	3	<b>3.13</b>
Ho	0.6	0.6	<b>0.6</b>	1	1	<b>1</b>	0.7	0.6	0.7	<b>0.63</b>	0.5	0.6	0.6	<b>0.60</b>
Er	2	2	<b>2</b>	2	2	<b>2</b>	1.7	1.7	1.8	<b>1.75</b>	1.5	1.8	1.7	<b>1.67</b>
Tm	0.3	0.3	<b>0.3</b>	0.3	0.3	<b>0</b>	0.2	0.2	0.3	<b>0.25</b>	0.2	0.3	0.3	<b>0.26</b>
Yb	2	2	<b>2</b>	2	2	<b>2</b>	2	2	2	<b>1.85</b>	2	1.9	2	<b>1.81</b>
Lu	0.3	0.3	<b>0.30</b>	0.3	0.3	<b>0.3</b>	0.3	0.3	0.3	<b>0.27</b>	0.2	0.3	0.3	<b>0.26</b>

Note: Fe2O3 is the total iron as Fe2O3. Tuff (1,2), basaltic andesite (3,4), andesites (5,6,7), dacites (8,9,10).



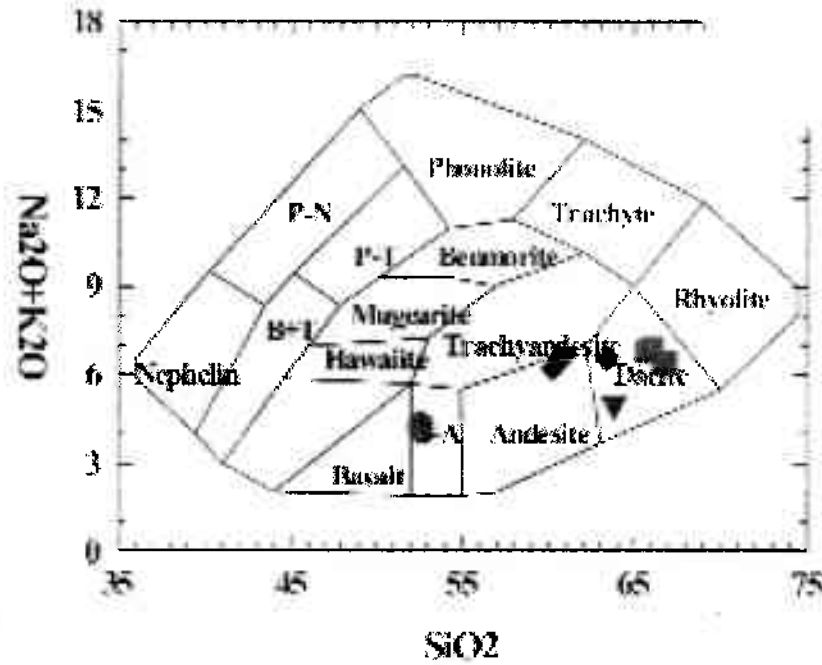


Figure 4. Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> showing the composition of the volcanic rock. Boundaries from Cox et al. (1979). Filled circle; basaltic andesite, inverted triangle: tuff, square; dacite, diamond; andesite.

Şekil 4. Volkanik kayaların bileşimini gösteren Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub> diyagramı (Cox ve diğ. 1979). İçi dolu daire bazaltik andezit, ters üçgen tüf, kare: dasit, paralelkenar: andezit

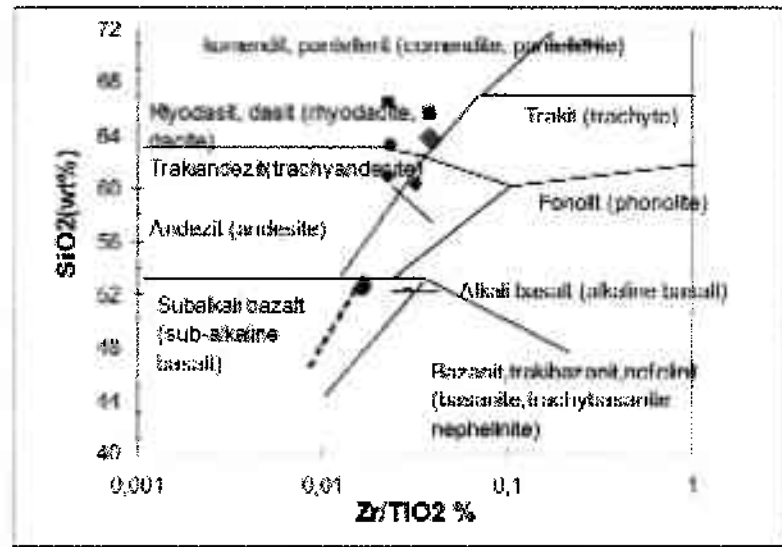


Figure 5. Nomenclature of the volcanics (after Winchester & Floyd, 1977). Filled circle; basaltic andesite, inverted triangle; tuff, square; dacite, diamond; andesite.

Şekil 5. Volkaniklerin terminolojisi (Winchester & Floyd, 1977). İçi dolu daire bazaltik andezit, ters üçgen tüf, kare: dasit, paralelkenar: andezit

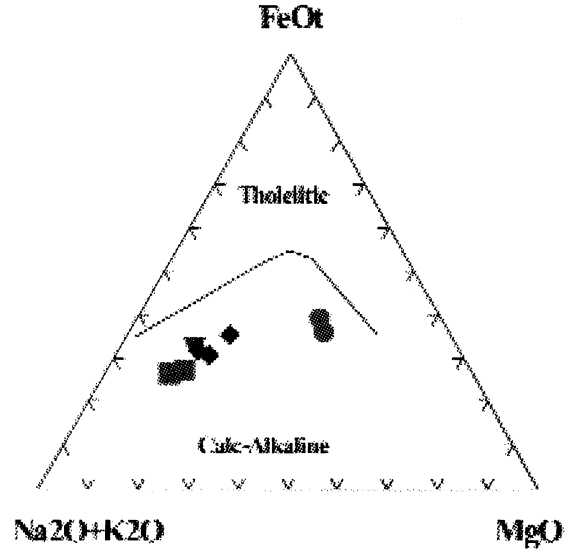


Figure 6. AFM diagram showing calc-alkaline compositions (after Irvine & Baragar, 1971). Filled circle; basaltic andesite, inverted triangle; tuff, square; dasite, diamond; andesite.

Şekil 6. Kalkalkalin bileşimi gösteren AFM diyagramı (Irvine and Baragar, 1971). İçi dolu daire bazaltik andezit, ters üçgen tuf, kare: dasit, paralel kenar: andezit

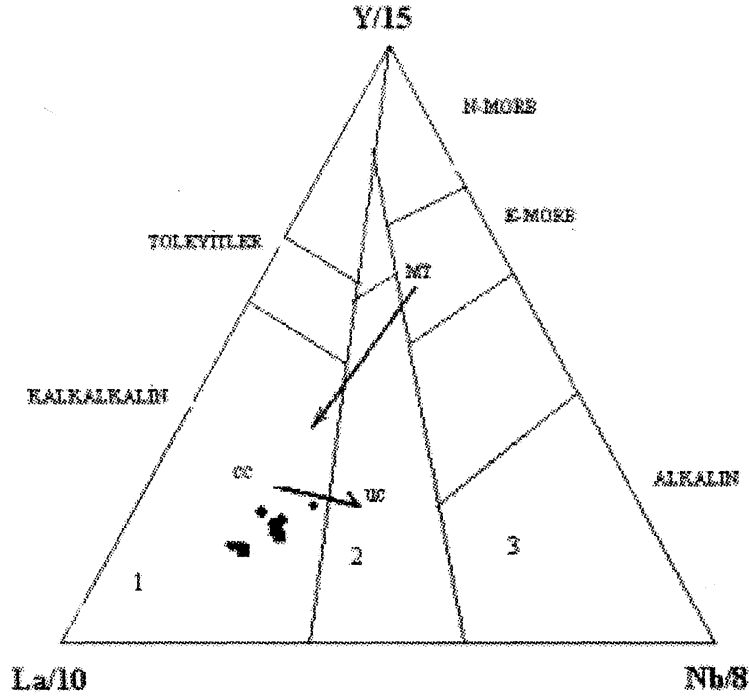
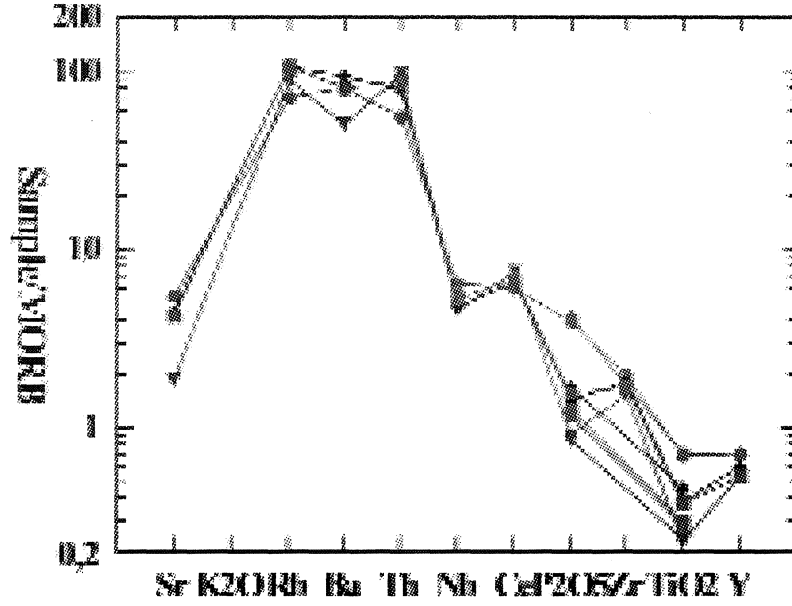


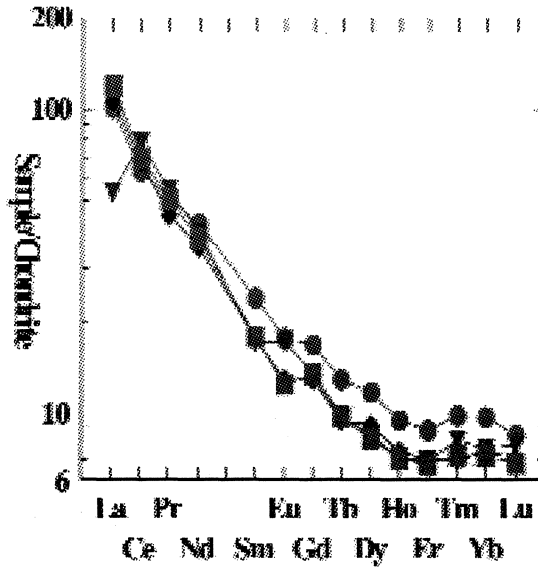
Figure 7. Y-La-Nb triangular diagram (Cabaniş and Lecolle, 1989). Filled circle; basaltic andesite, inverted triangle; tuff, square; dasite, diamond; andesite.

Şekil 7. Y-La-Nb üçgen diyagramı (Cabaniş and Lecolle, 1989). İçi dolu daire bazaltik andezit, ters üçgen tuf, kare: dasit, paralel kenar: andezit



**Figure 8.** MORB-normalised element patterns of rocks. MORB normalizing values are from Pearce (1983). Filled circle; basaltic andesite, inverted triangle; tuff, square; dasite, diamond; andesite.

**Şekil 8.** Kayaların bazı element içeriklerinin MORB'a oranlanmış örümcek diyagramı. Normalize değerler Pearce (1983)'ten alınmıştır. İçi dolu daire bazaltik andezit, ters üçgen tüf, kare: dasit, paralelkenar: andezit



**Figure 9.** Chondrite-normalized rare earth element patterns for rocks. Normalizing values from Boynton (1984). Filled circle; basaltic andesite, inverted triangle; tuff, square; dasite, diamond; andesite.

**Şekil 9.** Kondrite oranlanmış nadir toprak element diyagramı. Normalize değerler Boynton (1984)'den alınmıştır. İçi dolu daire bazaltik andezit, ters üçgen tüf, kare: dasit, paralelkenar: andezit

## SUBDUCTION RELATED VOLCANIC ROCKS, WEST OF KONYA, CENTRAL ANATOLIA

subduction-related magmas (Wood et al., 1979a-b; Wood, 1980; Pearce 1982, 1983). The more fractionated and LREE-enriched character of the volcanic rocks indicates that the evolution of the rocks involved continental crust (Watters & Pearce, 1987). All samples, except the basaltic andesites, show which is more fractionated than the basaltic andesites (La/Lu)<sub>N</sub> 11.8-12.3. Plagioclase fractionation is evident from the slight development of a negative Eu anomaly (Eu/Eu\*)<sub>N</sub> = 0.74-0.89 in andesites and dacites rocks, though other samples don't have any negative Eu anomaly.

### DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Neogene volcanism produced volcanic breccias, agglomerates, tuffites, tuffs and lavas of andesite, dacite and basaltic andesite in northwest of Konya. The volcanic rocks exhibit disequilibrium textures such as oscillatory zoning and sieve texture in plagioclase. Oscillatory zoning in plagioclase can be related to magma mixing (Hollister and Gancarz, 1971; Nakamura 1973). Sieve textures in plagioclase result from the dissolution of plagioclase (Tsuchiyama, 1985) probably due to influxes of new magma. The geochemical investigation suggests that the crystal fractionation of hornblende, plagioclase, clinopyroxene, magnetite and apatite played a significant role in the genesis of the volcanic rocks. The volcanic rocks display enrichment in K<sub>2</sub>O, Rb, Ba, K/Rb, and high K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O except basaltic andesite and FeO/MgO ratios, which are similar to subduction-related Andean type volcanics. All geochemical evidence suggests that these rocks may have been formed in relation with a subduction zone at active continental margin. The volcanism is considered to be formed in the collisional zone between the Arabian-African and Anatolian plates.

### REFERENCES

- Boynton, W. W., 1984. Cosmochemistry of the rare elements. *Rare Earth Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 63-107s.
- Cabanis, B. and Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10, Y/15, Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melanges et/ ou de contamination crustale. *C.R.Acad. Sci.Paris*, 309, 2023-2029.
- Cox, K. J.D. Bell and R.J. Pankhurst 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London: George Allen and Unwin, London, 450 pp.
- Eren, Y., 1993. Eldes-Gökçeyurt-Derbent-Sögütözü (Konya) Arasinin jeolojisi, Ph.D. Thesis, Selçuk University, Konya, 224 p (Unpublished).
- Gill, J. B., 1981. *Orogenic andesites and Plate tectonics*. Springer-Verlag, New York, 370 pp.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In Coward, M.p 6 Ries, A. C. (eds) *Collision Tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 19, 67-81.
- Hollister, L.S. and Gancarz. A. J., 1971. Compositional sector-zoning in clinopyroxene from the Narce area, Italy. *Am. Miner.*, 56, 959-79.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. of Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Keller, J., Junk, D., Burgath, K. and Wolff, F., 1977. *Geologie und petrologie des neogenen kalkalkali vulkanismus von Konya (Erenler Dağ- Alaca Dağ-Massiv, Zentral- anatolien)*. *Geol. Jb.*, B25, 37-117, Hannover.
- Kurt, H., 1994. *Petrography and Geochemistry of Kadinhanı (Konya) area, Central Turkey*. Ph.D., Glasgow, University (Unpublished), U.K., 191.
- Kurt, H., 1996. Evolution of the Kadinhanı (Konya) dacite rocks; petrographical and geochemical evidences for crystal fractionation and possible magma mixing. *Geosound*, 28, 23-33.
- Leat, P.T., Jackson, S.E., Thorpe, R.S. and Stillman, C.J. 1986. Geochemistry of bimodal basalt subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the southern British Caledonides. *J. Geol. Soc. London*, 143, 259-276.

Nakamura, N., 1973. Origin of sector-zoning in igneous clinopyroxenes. *Am. Min.*, 58, 986-990.

Özcan, A., Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş. Ve Işık, A., 1990: Konya - Kadınhanı-İlçm dolayının temel jeolojisi, MTA, Rap.No: 9535 (yayınlanmamış), Ankara.

Özkan, A. M., 1998. Konya batısındaki Neojen çökellerinin stratigrafisi ve sedimantolojisi, Doktora tezi, Selçuk Üniversitesi, Konya, 228 p (yayınlanmamış).

Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C. J. (eds), *Continental basalts and mantle xenoliths.*-Shiva, Nantwich, 230-249pp.

Pearce, J.A., Gorman, B.E. and Birkett, T.C., 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36., 121-132.

Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (eds) *Andesites: Orogenic andesites and related rocks.* Wiley, Chichester, 525-548pp.

Sun, S.S. 1980. Lead isotope study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs, *Phil. Trans. R. Soc. London.*, A297, 409-455.

Taylor, Y. and McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: Its Composition and Evolution.* Blackwell, Oxford, 312p.

Temel, A., Gündoğdu, M. N., and Gourgau, A., 1998, Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey, *Journal of Volc. and Geothermal Res.*, 85, Issues 1-4, p 327-354.

Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in melt of the system diopside-albite-anorthite and the origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84, 1-16.

Villemant, B., Jaffrezic, H.L. Joron, J.L. and Treuil, M. 1981. Distribution coefficients of major and trace elements: fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaine des Puys (Massif Central, France). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1997-2016.

Watters, B.R. and Pearce, J.A. 1987. Metavolcanic rocks of the La Ronge Domain in the Churchill Province, Saskatchewan: geochemical evidence for a volcanic arc origin. *Geological Society Special Publication*, 33, 167-182.

Winchester J. A. and Floyd P. A., 1977. Geochemical distributions of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chem. Geo.*, 20, 325-343.

Wood, D. A., Joron, J.L., Treuil M., Norry M. and Tamey J., 1979 a. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 319-339.

Wood, D.A., Joron, J.L. and Treuil, M. 1979b. Re-appraisal of use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 46, 326-336.

Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonometric classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.

## GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Orta Anadolu'da Konya KB 'sı yaygın piroklastik kayaç ve lavlarla kaplıdır. Piroklastik kayaçlar volkanik breş, aglomera, tüfit ve tüfden oluşurken lavlar andesit, dasit ve bazaltik andezit bileşimini taşımaktadır. Bu çalışmada volkanik kayaçların genel jeolojisi, petrografisi ve jeokimyasal karakteristiklerinin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır.

## SUBDUCTION RELATED VOLCANIC ROCKS, WEST OF KONYA, CENTRAL ANATOLIA

Breş ve aglomeralar başlıca beyaz-krem renkli tüflü matriks ve karbonatça zengin bir matriksle çimentolanmışlardır. Tüfler kristal, vitrik ve litik tuf olarak yer almaktadır. Vitrik tuf plajiyoklaz, kuvars, mfişbol, biyotit, klinopiroksen, ve nadir apatitten oluşurken kristal tuf plajiyoklaz, kuvars, biyotit, ve nadir sanidinden oluşmaktadır. Bazı örnekler bol kuvars, bazı karbonat ve tali zirkon içeren bir matriks içerisinde litik (10-20 %) ve vitroklastik (3-6%) parçalar içerirler.

Bazaltik andrezitler yaklaşık olarak 7-10% olivin, 3-5 % klinopiroksen, 5-10 % ortopiroksen, 60-70 % plajiyoklaz ve 5-10 % opak mineral fenokristalleri içerirken andezitik lavlar 50-60 % plajiyoklaz, 10-15 % hornblende, 5% biyotit, 2 % klinopiroksen, 1 % sanidin, 1 % kuvars ve 3 % opak mineral oluşmaktadır. Dasitik kayalar 35-40 % plajiyoklaz, 10-15 %kuvars, 15-20 % hornblend, 10-12 % biyotit, 2-3 % opak mineral, 3 % sanidin içerirler. Dasit ve andezitik kayalar salınım zonlanması ve elek dokusuna sahiptirler

Volkanik kayaların bileşimi bazaltik andezitten dasite kadar değişir ve tipik olarak kalkalkalin özellik gösterirler. Genellikle (tüfler hariç) SiO<sub>2</sub>'in artmasıyla K<sub>2</sub>O, Rb ve Nb artarken TiO<sub>2</sub>, CaO, MgO, Cr, Y, Zr ve Sr azalır. Bu ilişki mafik minerallerin kayaların petrojenezinde önemli bir rol oynadığını ileri sürmektedir. SiO<sub>2</sub>'in artmasıyla CaO ve MgO'nun azalması, ve K<sub>2</sub>O'nun artması hornblend, plajiyoklaz ve piroksenin kristalleşmesini yansıtmaktadır. Örnekler orojenik kalkalkali toplulukların bir özelliği olan düşük-orta konsantrasyonda Nb (11-16 ppm), Zr (122-174 ppm) ve Y (17-25 ppm) ve yüksek oranda Al içermektedirler. Ana ve iz element içerikleri kayaların aktif kıta kenarında oluştuğunu göstermektedir. Kondrite oranlı REE diyagramında kayalar genellikle yüksek LREE/HREE oranlarına sahip oldukça farklılaşmış REE grafiği gösterirler. Plajiyoklaz farklılaşması zayıf negatif Eu anomalisinin gelişimi ile doğrulanmaktadır. Kayaların oldukça farklılaşmış ve zengin REE grafiği bu kayaların oluşumunda kıta kabuğunun yer aldığına işaret etmektedir.

---

Received	: May 8, 2002
Accepted	: August 1, 2003
Makale Geliş Tarihi	: 08 Mayıs 2002
Kabul Tarihi	: 01 Ağustos 2003





## Yeniköy Karışığının (GB Trakya) Metamorfik Evrimi

### *Metamorphic Evolution of Yeniköy Melange (S W Thrace)*

Kenan EROL

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532 Beytepe, Ankara  
(e-posta: kerol@hacettepe.edu.tr)

#### Öz

Güneybatı Trakya'da temeli oluşturan Yeniköy Karışığı, mavişist ve yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş çeşitli kay aç bloklarından oluşmaktadır. Glokofan-lavsonitşist, tremolit/aktinolitfels, klorit-epidotşist ve serpantin, karışığı oluşturan esas kayaç bloklardır. Bunlara ek olarak, hafif rekristal ize kireçtaşı, metaçört, metabazit ve irili ufaklı çeşitli volkanik kayaç blokları da bulunmaktadır. Tektonik melanj özelliği sunan birim, Üst Kretase yaşlıdır. Az miktarda bağlayıcı malzeme içeren bu karışık, blok ağırlıklıdır. Yeniköy Karışığı, Rodop-Pontid Kıtası ile Sakarya Kıtası arasında bulunan Pontid-içi Okyanusu kabuğunun kıtasal kabuk altına dalması sonucu gelişen gömülme metamorfizması koşulan altında, bazik kökenli kayaçlardan türemiştir. Alp Orojenezi sırasında Yeniköy Karışığı'nı etkileyen iki farklı metamorfik süreç gelişmiştir. İlk olarak kayaçlar, mavişist fasiyesi (Mİ) koşulları altında yüksek basınç/düşük sıcaklık (YB/DS) metamorfizmasına maruz kalmışlardır. İlk metamorfizma evresinde metabazitlerde, glokofan ve lavsonit mineralleri meydana gelmiştir. M2 evresinde ise, tipik yeşilşist fasiyesi koşulları etkili olmuştur. Klorit, epidot, aktinolit ve albit bu metamorfik evrenin mineralleridir. Yeşilşist metamorfizması sonucu, mavişist minerallerinden olan glokofan, aktinolit tarafından kuşatılmış; lavsonit yerini kısmen epidota bırakmıştır. YB/DS metamorfizmasında (Mİ), yaklaşık 6-10 kbar basınç ve 250-400 oC sıcaklık koşullarının etkili olduğu belirlenmiştir. M2 evresinde ise 4-6 kbar basınç ve 350-450 oC sıcaklık koşulları tespit edilmiştir. Böylece Yeniköy Karışığı kayaçlarında tespit edilen mineral toplulukları ve dokusal özellikleri dikkate alındığında, PT evriminde çok evreli metamorfizmanın varlığı ortaya çıkmaktadır. Yeşilşist fasiyesi metamorfizması, daha önceden etkili olan mavişist metamorfizmasını kısmen üzerlemiştir.

**Anahtar Sözcükler:** metamorfizma, mavişist fasiyesi, yeşilşist fasiyesi, Yeniköy Karışığı, GB Trakya

#### Abstract

*Yeniköy Melange constituting the basement in southwest Thrace, is formed by various rock blocks metamorphosed in blueschist and greenschist/fades conditions. The main constituents of metamorphic rocks are glaucophane-lawsoniteschist, tremolite/actinolitefels, epidote-chloriteschist and serpentinites. Moreover there exist metabasite, metachert, weakly recrystallized limestone and various volcanic rock blocks. This unit is in the form of tectonic melange and its age is Upper Cretaceous. The melange has limited amount of matrix material and is mainly built up of rock blocks. Yeniköy Melange is derived from basic origin magmatic rocks, under burial metamorphism conditions, resulted from subduction of Intra-Pontide Ocean crust under the continental crust, which is situated between Rodop-Pontide and Sakarya continents. During the Alpine orogeny two different metamorphic phases were effected the Yeniköy Melange. Firstly, the rock undergone high pressure/low temperature (HP/LT) metamorphism with blueschist fades (MI) conditions. At the first metamorphic stage, the glaucophane and lawsonite minerals were derived from metabasites. However in the M2 phase, the rock types have experienced typical greenschist fades conditions. The minerals of this metamorphic stage are, chlorite, epidote, actinolite and albite. As a result of greenschist fades metamorphism, blueschist minerals, such as glaucophane*



rimmed by actinolite and lawsonite were partly replaced by epidote. For the HP/LT metamorphism (M1), we can estimate a 6 to 10 kbars pressure and 250-400 oC temperature values. Nevertheless, in M2 phase we could estimate 4-6 kbars pressure and 350-450 oC temperatures. In this way the mineral assemblage observed rocks and their textural features of the Yeniköy Melange may indicate a polymetamorphic evolution in the PTt path. Likewise, the greenschist/fades metamorphism partly overprints the blueschist metamorphism.

**Key Words:** metamorphism, blueschist fades, greenschist fades, Yeniköy Melange, SW Thrace.

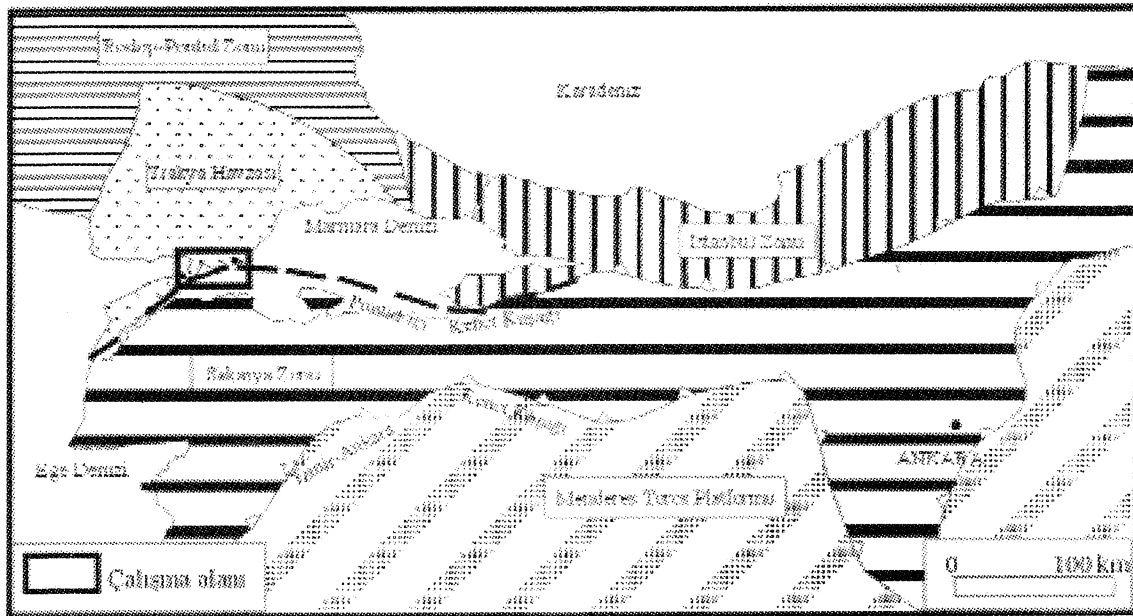
## GİRİŞ

Bu çalışmanın amacı güneybatı (GB) Trakya'da lokal ölçekte, küçük bir alanda yüzeylenen Yeniköy Karışığı'na ait yüksek basınç/düşük sıcaklık (YB/DS) metamorfizminin mineralojik-petrografik özelliklerini tespit etmek ve kayaçların metamorfizma evrimlerini belirleyerek, önemini ortaya koymaktır. Ayrıca buradan yola çıkarak, Trakya'nın ve yakın çevresinin metamorfik gelişimine ışık tutmak da amaçlanmıştır.

Çalışma alanı GB Trakya'da, Tekirdağ iline bağlı Şarköy kuzeybatısı ile Çanakkale iline bağlı Bolayır kuzeydoğusunda yer almaktadır. Bölge

güneyden Marmara Denizi, kuzeyden de Ganos Fayı tarafından sınırlanır. İnceleme alanı tektonik olarak, Sakarya Kıtası ile Rodop-Pontid Kıtası arasında yer alan Pontid-içi Kenedi üzerinde bulunur (Şekil 1).

Trakya Bölgesi, özellikle sahip olduğu düşünülen hidrokarbon potansiyeli nedeni ile pek çok araştırmaya konu olmuştur. Trakya kuzeyindeki metamorfik Istranca Masifi ve Orta Trakya'nın büyük bir bölümünü oluşturan Trakya Havzası pek çok araştırmacı tarafından incelenmiştir. Çalışma alanını da içine alan GB Trakya ise sunduğu ilginç tektonik özellikleri nedeni ile özellikle son yıllarda çalışmaların odağı olmuştur.



Şekil 1. Kuzeybatı Anadolu tektonik birlikleri ve çalışma alanının konumu (Görür and Okay, 1996'dan uyarlanmıştır).

Figure 1. Tectonic units of the Northwest Anatolia and location of the study area (after Görür and Okay, 1996).

## YENİKÖY KARMAŞI'NIN (GB TRAKYA) METAMORFİK EVRİMİ

Şengör and Yılmaz (1981), yaptıkları çalışmada Eosen birimlerinin altında, geç Kretase melanjint ve bunu temsil eden kenet kuşağını, Pontid-içi Kenedi olarak tanımlamışlardır. Çalışmaya konu olan Yeniköy Karışığı'nı isimlendiren Şentürk ve Okay (1984) olmuşlardır.

Araştırmacılara göre karışık birim, GB Trakya'da temeli oluşturmaktadır ve yüksek basınç metamorfizmasına ait izler taşımaktadır. Bölgede metamorfik kayalar üzerinde araştırmalar yapan ise genellikle Okay (1984; 1986; 1989) olmuştur. Çalışma alanında yüzeylenen YB/DS metamorfizmalarını "Şarköy Mavişistleri" olarak tanımlamış ve kayaları metamorfik özellikleri nedeni ile KB Anadolu'daki "Tavşanlı Zonu" kayalarına benzerlik gösterdiğini vurgulamıştır. Alaygut (1996), Şarköy yakınlarında yüzeylenen metamorfik kayaları GB Trakya'da açılan sondaj kuyularında da tespit etmiştir. Sondaj örneklerinden, bölgede YB/DS metamorfizmasına ait kayalar belirlemiş ve bunları Üst Kretase melanjına ait birimler olduğunu ifade etmiştir.

### BÖLGESEL JEOLJİ

Güneybatı Trakya, Trakya'nın diğer kesimlerinden farklı jeolojik özellikler sunar. Trakya'nın kuzeyinde metamorfik ve magmatik kayalardan oluşan Istranca Masifi kayaları; orta kesimlerde ise kalın bir sedimanter istiften oluşan Trakya Havzası kayaları geniş yüzeylenmeler sunarlar.

Trakya güneybatısında, Tersiyer öncesi, Üst Kretase yaşlı olarak belirtilen Yeniköy Karışığı kayaları bulunur. Karışık başlıca, glokofan-lavsonitşist, tremolit/aktinolitfels, epidot-kloritşist, serpantin i t, metabazit, kuvarsit ve hafif rekristalize kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır (Erol, 2001). Karışık birim içinde çok az miktarda çeşitli volkanik kayaç (diyorit, dolerit, tuf) parçalarına da raslanmaktadır. Şentürk ve diğ., (1998), bölgenin ve yakın çevresinin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasını hazırlamışlardır (Şekil 2). Bölgede temeli oluşturan Yeniköy Karışığı, blok ağırlıklıdır ve bağlayıcı malzemesi nispeten azdır. Karışık birime bölgesel verilerden gidilerek Üst Kretase-Alt Paleosen yaş aralığı verilmiştir (Şentürk ve diğ., 1998). Birim dalma-batma zonlarında görülen yitim karışığı özelliğindeki tektonik melanj sınıflamasına dahil edilebilir (Raymond, 1984). Çalışma alanında meta-

morfik temel üzerine açılmal uyumsuzlukla. Eosen yaşlı Soğucak Formasyonu'na ait kireçtaşlan gelmektedir. Kireçtaşı birimlerinden sonra yine aynı yaşlı ve ağırlıklı olarak kumtaşı-kiltaşı ardalanmasından oluşan Korudağ Formasyonu gelmektedir. Miyosen yaşlı Çanakkale Formasyonu açılmal uyumsuzlukla Korudağ Formasyonu'nun ve bazı bölgelerde de Yeniköy Karışığı'na ait birimlerin üzerinde yer alır. Formasyon genel olarak kiltası, çamurtaşı, kumtaşı ve killi kireçtaşı birimlerinden oluşmakta ve tipik kırmızımsı rengi nedeni ile arazide kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Bölgede jeolojik istifin en üstünde akarsu yataklarında ve Marmara Denizi kıyısında bazı bölgelerde güncel sedimanlardan oluşan alüvyon birimler yer almaktadır. Metamorfik birimlerle, sedimanter birimler arasındaki ilişki genellikle faylıdır. Bölgede Kuzey Anadolu Fayı'nın Trakya'daki devamı olan, Ganos Fayı çalışma alanını kuzeyden sınırlar. Doğrultu atımın sağ yönlü bu fay, bölgenin tektoniğinde hakim elemandır. Karışık birimin dolayısı ile de metamorfik kayaların yüzeylenmesinde Ganos Fayı'nın ve ona bağlı gelişen tektonik hareketlerin rolü büyüktür. Ganos Fayı'na bağlı olarak, çeşitli KD/GB doğrultulu bindirme fayları gelişmiştir. Karışığı oluşturan birimlerin güney sınırları boyunca bindirme hareketleri gelişmiş ve Yeniköy Karışığı kayaları, sedimanter birimler üzerine itilmişlerdir.

### METAMORFİK EVRİM

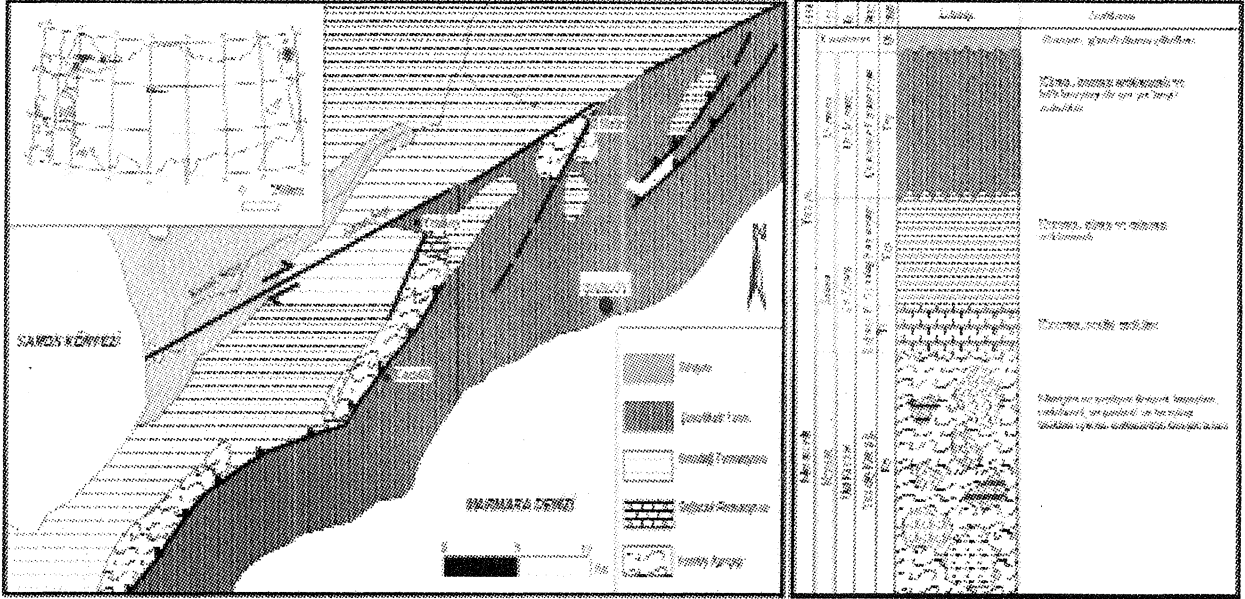
#### Yüksek Basınç Metamorfizması

Bölge kayalarında, mineral topluluklarının gelişimi ve dokusal özellikler incelendiğinde, birbirini izleyen en az iki farklı metamorfizmanın etkili olduğu görülmektedir. Çalışma alanında önce YB/DS koşullarında etkili olan mavişist fasiyesi metamorfizması gelişmiştir. İlerleyen yüksek basınç metamorfizması bölge kayalarının genellikle şistozite kazanmasına neden olmuş ve bu metamorfik evre Mİ evresi olarak tanımlanmıştır. Bazik kökenli magmatik kayalardan itibaren YB/DS metamorfizması ile metabazitlerde, glokofan ve lavsonit mineral birlikteliği ortaya çıkmıştır. İncekesitlerde glokofan, çubuksu, ince prizmatik ve yer yer de özşekilli altıgen kesitler halinde gözlenmektedir. Magmatik faza ait kalıntı piroksen ve hornblend minerallerinden itibaren, glokofan mineralinin geliştiği dokusal özellikler yardımı ile belirlen-

mistir. Na-amfibol mineralleri ile birlikte lavsonit oluşumları tipiktir (glokofan-lavsonit fasiyesi koşulları). Lavsonitler genellikle magmatik plajiyoklazlardan itibaren gelişmiştir ve küçük, kısa ve kalınca prizmatik şekiller sunmaktadır. Bazı kayaç gruplarında epidot mineralinin de bu mineral topluluğuna katıldığı gözlenmektedir (Tablo 1).

Glokofan-lavsonitist tanımlaması yapılan bu kayalarda ikincil muskovit ve klorit minerallerinin varlığı da belirlenmiştir ve kayaç nematoblatik dokuludur.

Tek bir mineral üzerinde bile duraysız şartların varlığı belirlenebilmektedir. Bazı örneklerde



Şekil 2. İnceleme alanı ve yakın çevresinin, A. Jeoloji haritası B. Genelleştirilmiş stratigrafik istifi ( Şentürk vd., 1985'ten uyarlanmıştır)

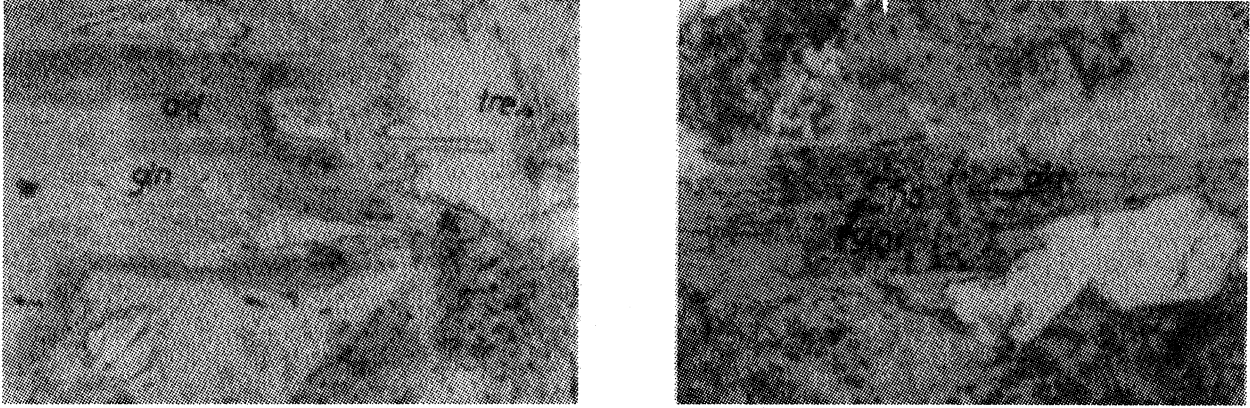
Figure 2 : A. Geological map, B. Generallized stratigraphic section, of the study area and sourrondings (after Şentürk et al, 1998)

Çizelge.Yeniköy Kanşığı'na ait kayaların metamorfizma evreleri ve mineral toplulukları  
Table L Metamorphic stages and mineral associationx of the Yeniköy Melange rocks

M1	M2	Kayaç Grupları	Kuvars	Albit	Klorit	Epidot	Muskovit	Glokofan	Lavsonit	Tre/Akt	Kalsit	Titanit	Serpantinit	Kalıntı M.
*	*	Glokofan-Lavsonitist	X	0	+	+	+	X	X		+	0		Hb/Pr
	*	Tremolit/Aktinolitfels	0	X	0	Zoi		0		X		0		Hb/Pr
	*	Klorit-Epidotist	X	0	X	X	0			Akt				
*	*	Metabazit	0	0	+	Zoi		X	0	X		0		Pr/Hb
*	*	Serpantinit			+								K/L/A	Pr/Ol

( X: ana bileşen, 0: tali bileşen, +: ikincil mineraller, Akt: aktinolit, K: krizotil, L: lizardit, A: antigorit, Hb: hornblend, Pr: Piroksen, Ol: olivin, Zoi: zoizit)

## YENİKÖY KARMAŞFNIN (GB TRAKYA) METAMORFİK EVRİMİ



Şekil 3. Çok evreli metamorfizmayı işaret eden incekesit görüntüleri. (A) Kalıntı piroksenden itibaren, önce glokofan daha sonra da aktinolit oluşumları görülmektedir. (B) Kalıntı hornblend mineralinden, glokofan ve aktinolit minerallerinin geliştiği görülmektedir. (Fotoğraflarda görüntü alanları yaklaşık 1 mm'dir.)

Figure 3. Picture that shows the polymetamorphic stages. (A) Glaucophane and actinolite grows the relict pyroxene. (B) Relict hornblend and glaucophane and actinolite shown. (Length of views are about 1 mm).

ilksel kayaca ait kalıntı piroksen ve hornblendler önce, Na-amfibol (glokofan) tarafından, daha sonra da aktinolit tarafından kuşatılmıştır (Şekil 3).

Bazı durumlarda ise aynı kayaçta ilksel magmatik mineraller tamamen glokofana dönüşmüştür. Diğer bir grup örnekte ise ilksel magmatik doku ve mineraloji büyük ölçüde korunmuş ve metamorfizma izleri çok az tespit edilebilmiştir. Bu kayaç grupları, köken kayaçları da dikkate alınarak metabazit genel başlığı altında tanımlanmıştır.

Mavişist kayaçlarında karbonat oluşumları da önemlidir ve dikkatlice değerlendirilmesi gerekmektedir. Özellikle son yıllarda yapılan çalışmalarda YB/DS kayaçlarında karbonat türü olarak aragonitin varlığının önemi üzerinde durulmaktadır (Terabayashi and Maruyama, 1998).

Ancak aragonit sonradan gelişen bir sıcaklık artışında duraylı kalamamakta, yerini kalsite bırakmaktadır. Bölge kayaçlarında karbonatlar üzerinde yapılan çalışmalarda bunların kalsit olduğu belirlenmiştir. Mavişistlerin bünyesine giren bu kalsitin, bazı incekesitlerde birbirine paralel sütunsu mineral şekilleri, aragonitten itibaren dönüştüğünü gösteren dokusal özellikler olarak değerlendirildiğinde, bölgede mavişist fasiyesini üzerleyen bir orta/yüksek sıcaklık metamorfizmasının varlığı görülebilmektedir. Benzer bir durum

vander Maar (1980) tarafından Ege Denizi'nde bulunan ve Kikladik Masifi'nin parçası olarak görülen Ios Adası'nda da tespit edilmiştir. Araştırmacı bölge kayaçlarında aragonitten itibaren gelişen kalsit

oluşumlarını ve bölgedeki diğer mineral parajenezlerini de değerlendirerek, sıcaklığın yükselmesi ile birlikte; mavişist mineral topluluklarının, yeşilist fasiyesi mineralleri tarafından kısmen yer değiştirildiğini vurgulamıştır. Yaklaşık 6-8 kbar basınçta klorit+aktinolit+albit mineral birlikteliği, glokofan+lavsonit parajenezi ile yer değiştirmeye başlar. Bu mineral birlikteliğine epidot mineralinin katılması ile basınç yaklaşık 10 kilobara kadar yükselmektedir (Bucher and Frey, 1994). Heinrich and Althaus (1988), metabazitlerde; lavsonit+albit paragonit+zoizit+kuvars+su, reaksiyonu için düşük sıcaklık limiti olarak 450 oC ve üst duraylılık limiti olarak da 12 kbar basınç altında 500 oC koşullarını tespit etmiştir (Chen et al., 1997).

GB Trakya'da mavişistlerde tespit edilen glokofan ve lavsonit; glokofan, lavsonit, epidot, klorit ve muskovit mineral toplulukları dikkate alındığında, bölge kayaçlarında etkili olan Mİ, mavişist metamorfizması için 6-10 kbar basınç ve 250-400 oC sıcaklık değerlerinin etkili olduğu düşünülmektedir (Şekil 4).

Çalışma alanında bazik ve ultrabazik kayaların metamorfizması sonucu gelişen serpantinitle de yaygın yüzeylenmeler sunmaktadır. Serpantin itler üzerinde yapılan x-ışınları difraksiyonu (X-RD) ve mikroskopik çalışmalarda krizotil/lizardit ve antigorit minerallerinin varlığı belirlenmiştir. Bu serpantin grubu minerallere ek olarak, köken kayaca ait olivin ve piroksen mineralleri de yer yer korunmuş olarak bulunmaktadır. Dokusal olarak bazı ultrabazitler ileri derecede serpantinitleşirken, diğer bir kısmında ise ilksel doku ve mineraller büyük ölçüde korunmuştur. Klorit ve kalsit, bazı durumlarda da aktinolit ve muskovit oluşumları da tespit edilmiştir. Opak mineraller de olağan bileşenler arasındadır. Krizotil ve lizardit genellikle serpantinleşmenin ilk evrelerinde görülen minerallerdir. Antigorit ise daha çok mavişist ve amfibolit fasiyesi koşulları altında duraylı olabilen bir serpantin grubu mineralidir (Bucher and Frey, 1994). Bölgede ultrabaziklerin metamorfizması ile oluşan kayalarda antigoritin bulunması, serpantinitle de YB/DS metamorfizmasına maruz kaldığını göstermektedir. Mavişistler için önerilen 400-450 oC'lik üst sıcaklık limiti antigoritin duraylılık alanı ile de örtüşmektedir. Çünkü bu sıcaklıktan sonra forsterit minerali tekrar oluşmaktadır; bölge kayalarında forsteritin bulunmaması bu oluşum koşullarının etkin olduğunu belirleyen bir ipucu olarak değerlendirilmektedir.

### **Düşük Basınç Metamorfizması**

Bölgede etkili olan yüksek basınç (mavişist) metamorfizmasından sonra, düşük basınç koşullarında gelişen, yeşilşist fasiyesi, M2, metamorfizması etkili olmuştur. Tipik yeşilşist fasiyesi koşullarını yansıtan, klorit, epidot, albit ve aktinolit mineral topluluğu gelişmiştir. Yeşilşist fasiyesi koşulları altında oluşan kayalar, tremolit/aktinolit-fels ve klorit-epidotşist olarak tanımlanmıştır. Ayrıca mavişistler, serpantinitle ve genel olarak metabazitler de yeşilşist fasiyesi metamorfizmasından etkilenmişlerdir. Tremolit/aktinolitfelsler, çok ince prizmatik ve lifsi minerallerin herhangi bir yönlenme göstermeden, karmakarışık bir görünüm sunan dokusal özellikleri ile karakteristiktir. Yeşilşist kayalarından tremolit/aktinolitfelsler, sahip olduk-

ları bu mineralojik ve dokusal özellikleri nedeni ile oldukça sert ve sağlamdırlar ve tarihöncesi insanları tarafından taş aletlerin yapımında kullanılmışlardır. Bu kayalar nefritit olarak da tanımlanabilirler. Bölgede tespit edilen Neolitik devre ait arkeolojik yerleşim alanlarında cilalı taş baltalar bulunmuş, bunlar üzerinde yapılan petrografik çalışmalar ile bunların, bölge kayaları kullanılarak yapıldıkları ve böylece GB Trakya'nın bu yöre için arkeolojik malzemenin kaynak bölgesi olduğu tespit edilmiştir (Özbek et Erol, 2001). Yaklaşık 300 oC sıcaklık ve 6 kilobar altındaki basınç değerlerinde, orta basınç jeotermileri boyunca; aktinolit albit, epidot, klorit ve kuvars birlikteliğinin ilk kez ortaya çıkması ile yeşilşist fasiyesi alanına geçilmiş olunur.

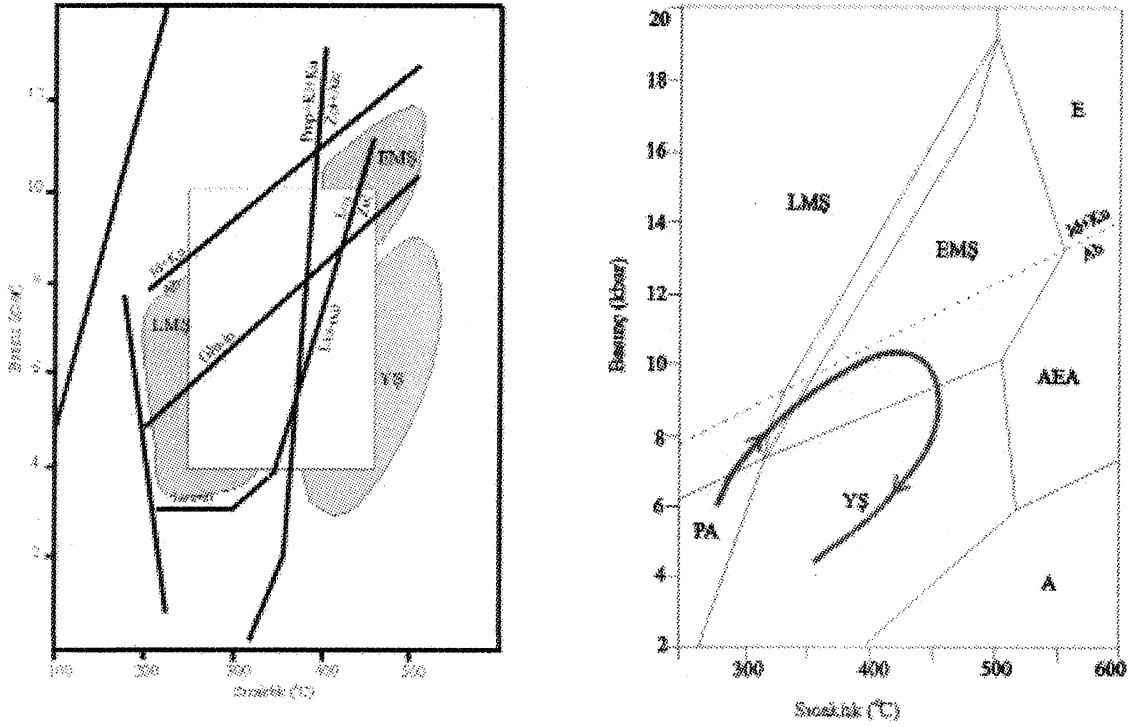
Yeşilşist fasiyesi metamorfizması ile metabazitlere ve mavişist kayalara ait mineral birlikteliklerinde bazı değişiklikler gözlenmektedir. Glokofan minerallerinden itibaren aktinolit oluşumları, kalıntı hornblend ve piroksenlerden itibaren tremolit ve aktinolit mineralleri dönüşümleri tespit edilmiştir. Çok düşük dereceli metamorfizmadan, düşük dereceli metamorfizma koşullarına geçiş açısından önemli olan, lavsonit minerallerinden itibaren oluşan zoizit türü epidot mineralleri de yeşilşist fasiyesi metamorfizmasının ürünleridir.

Yeniköy Kanşığı'm etkileyen yeşilşist fasiyesi metamorfizması için 4-6 kbar basınç ve 350-450 oC sıcaklık koşulları öngörülmektedir. Bazik kayaların metamorfizması ile oluşan yeşilşist ve metabazitlerde hornblend bulunmaması ve granatın da oluşmaması, sıcaklığın 500 oC'ye ulaşmadığını gösteren diğer deliller olması açısından önemlidir.

### **SONUÇ**

Şarköy ve yakın çevresinde yüzeylenen kayaları etkileyen metamorfizma için, 4-10 kbar basınç ve 250-450oC sıcaklık koşulları öngörülmektedir. Belirlenen bu koşullar ve Şekil 4.a.'da gösterilen alan; Winkler (1979)'e göre, çok düşük dereceli metamorfizmanın yüksek basınç bölümü ve glokofanitik yeşilşist fasiyesi alanını; Bucher and Frey (1994)'e göre mavişist ve gloko-

## YENİKÖY KARMAŞI'NIN (GB TRAKYA) METAMORFİK EVRİMİ



**Şekil 4.** Yeniköy Karışığı'na ait metamorfik kayaçların; a. etkilendikleri metamorfik koşulları, fasiyes alanlarını; b. metamorfizmanın zamanla olan ilişkisini gösteren diyagramlar (LMS: Lavsonit-mavişist, EMS: Epidot-mavişist, YŞ: Yeşilşist, AEA: Albit-epidotamfibolit, A: Amfibolit, E: Eklojit, PA: Pumpelliyyit-amfibolit) (Evans, 1990'dan uyarlanmıştır).

**Figure 4,** Metamorphic rocks of the Yeniköy Melange; a. applied metamorphic conditions and facies boundaries; b. PTt, metamorphism and time diagrams (LMS: Lavsonite-blueschist, EMS: Epidote-blueschist, YŞ: Greenschist, AEA: Albite-epidoteamphibolite, A: Amphibolite, E: Eclogite, PA: Pumpellyite-amphibolite) (after Evans, 1990).

fanitik-yeşilşist fasiyesi bölgesini; Evans (1990)'a göre ise, glokofan-lavsonit ve epidot-mavişist alt fasiyesini, çok düşük ve düşük dereceli metamorfizma koşullarındaki bölgeleri temsil etmektedir. Bölge kayaçlarının olası basınç-sıcaklık-zaman (P-T-t) evrimleri incelendiğinde (Şekil 4.b.), Yeniköy Karışığı'na ait birimlerin; glokofan-lavsonitşist (mavişist), epidot-glokofanşist (glokofanitik yeşilşist) ve epidot-kloritşist (yeşilşist) fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirdikleri söylenebilir. İnceleme alanındaki kayaçlar; önce düşük sıcaklık/yüksek basınç metamorfizmasına (M1) uğramış, daha sonra gelişen düşük-orta sıcaklık/orta basınç koşullarında yeşilşist fasiyesi metamorfizması (M2) tarafından kısmen üzerlenmiştir. M1 çok düşük dereceli mavişist veya düşük dereceli epidot-mavişist fasiyesi; M2 de düşük dereceli yeşilşist fasiyesi ile karakterize edilebilir. Mineral topluluklarına göre belirlenen metamorfizma koşulları; M1

için, 6-10 kbar basınç ve 250-400°C sıcaklık; M2 için de 4-6 kbar basınç ve 350-450°C sıcaklıktır.

Çalışma alanındaki metamorfik kayaçlar, Rodop-Pontid Kıtası'nı Sakarya Kıtası'ndan ayıran ve Neo-Tetis Okyanusu'nun bir parçası olan, Pontid-içi Okyanus kabuğunun, kıtasal kabuk altına alması ile okyanusal kabuk malzemesinin dalma-batma zonunda yitimi sonucu gelişen yüksek basınç/düşük sıcaklık ve sonradan etkili olan orta basınç/orta sıcaklık metamorfizmaları sonucu oluşmuştur.

## DEĞİNİLEN BELGELER

Alaygut, D., 1996, Trakya Havzası'nın Temelindeki Kristalin Kayaların Mineralojik-Petrografik İncelenmesi: TPAO Rapor No: 2140.

Bucher, K. and Frey, M., 1994, Petrogenesis of

Metamorphic Rocks: Springer-Verlag, 6th Edition, Complete Revision of Winkler's Textbook, Germany, 318 p.

Chen, G., Okrusch, M. and Sauershell, W., 1997, Polymetamorphic Evolution of high-pressure rocks on Samos, Greece: International Earth Sciences on the Aegean Region, 9-14 October 1995, Proceedings Volume-II, (eds: Pişkin, Ö., Ergün, M., Savaşçın, M.Y. and Tarcan, G.), İzmir, Türkiye.

Erol, K., 2001, Şarköy Kuzeyi-Bolayır Arasındaki (GB Trakya) Metamorfitlerin Mineralojik ve Petrografik İncelenmesi: Hacettepe Üniversitesi, Yüksek Mühendislik Tezi, 83 sayfa, Ankara (yayınlanmamış).

Evans, B.W., 1990, Phase relations of epidote-blueschists: *Lithos* 25, pp. 3-23.

Heinrich, W. and Althaus, E., 1988, Experimental determination of the reaction  $4\text{lawsonite} + \text{albite} = \text{paragonite} + 2\text{zoisite} + 2\text{quartz} + 6\text{H}_2\text{O}$  and  $4\text{lawsonite} + \text{jadeite} = \text{paragonite} + 2\text{zoisite} + \text{quartz} + 6\text{H}_2\text{O}$ . *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, pp. 516-528.

Okay, A.I., 1984, Distribution and characteristics of the north-west Turkish blueschists. In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (eds. Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E.), Geol. Soc. London Spe. Pub. 17, pp. 455-466.

Okay, A.I., 1986, High-pressure/low-temperature metamorphic rocks of Turkey. In: *Blueschist and Eclogites* (Eds. Evans, B.W. & Brown, E.H), Geological Society of America Memoir, 164, pp. 333-347.

Okay, A.I., 1989, Alpine-Himalayan Blueschists: *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 17, pp. 55-87.

Özbek, O. et Erol, K., 2001, Etude petrographique des haches polies du Hamaylıtarla et Fenerkaradutlar (Turquie): *Anatolia Antiqua IX*, De Bocard, Paris.

Raymond, L.A., 1984, Classification of melanges: In: Raymond, L.A. (ed), *Melanges: their nature, ori-*

*gin and significance*. Geol. Soc. of America, Special Paper, 198.

Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75, pp. 181-242.

Şentürk, K. ve Okay, A.İ., 1984, Saros Körfezi doğusunda yüksek basınç metamorfizması: *MTA Dergisi*, 97/98, pp. 152-155.

Şentürk, K., Sümengen, M., Terlemez, İ. and Karaköse, C., 1998, 1/100.000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları, No. 63 ve 64, Bandırma D3 ve D4 Paftaları: MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

Terabayashi, M. and Maruyama, S., 1998, Large pressure gap between the Coastal and Central Franciscan belts, northern and central California: *Tectonophysics*, V. 285, (1/2), pp. 87-101.

Van Der Maar, P.A., 1980, The geology and petrology of Ios Cyclades, Greece: *Annales Geologiques Des Pays Helleniques*, XXX/1, pp. 206-224, Athenes.

Winkler, H.G.F., 1979, *Petrogenesis of metamorphic rocks: Fifth Editions*, Springer-Verlag, 348 p.

## KATKI BELİRTME

Yazar, bu çalışmanın tamamlanmasında katkıları bulunan, Sayın Prof.Dr. Yavuz Erkan'a (HÜ) ve Sayın Onur Özbek'e teşekkürlerini sunar.

## EXTENDED SUMMARY

This paper concentrates on the mineralogical and petrographical characteristics of the high pressure/low temperature (HP/LT) metamorphites and their metamorphic evolutions in the Yeniköy Melange outcrops situated in southwest Thrace. To better describe the study area, we should mention the northwest of Şarköy (Tekirdağ province) and the northeast of Bolayır (Çanakkale province) which lies in southwest Thrace. The boundaries of this area are the Marmara Sea in the south and the Ganos Fault in the north. The terrain lies tectonically, on the Intra-Pontide suture between Sakarya and

Rhodope-Pontide continents.

The southwest Thrace reflects different geological features when compared with other parts. The Strandja Massif for instance, consists of metamorphic and magmatic rocks in the north but the central parts cover a large area made of thick sedimentary sequence in the Thrace Basin. In southwest Thrace however, we can observe the pre-Tertiary, Upper Cretaceous rocks of the Yeniköy melange. This melange is mainly composed of glaucophane-lawsoniteschist, tremolite-actinolitefels, chlorite-epidoteschist, serpentinite, metabasite, quartzite and weakly recrystallized limestone blocks (Erol, 2001). Yeniköy Melange forms the basement in the region and its largely composed of blocks, lacking the matrix material. Thus this unit may be classified as a tectonic melange, formed in the subduction zones. When the progression of the mineral assemblage and their textural features are examined, at least two different successive metamorphism are observed in the fore-mentioned area. Firstly the HP/LT conditions of the blueschist metamorphism (M1) took place. Following the basic origin magmatic rocks of HP/LT metamorphism, an assemblage of glaucophane and lawsonite minerals occurs. Defined as glaucophane-lawsoniteschist, these rocks also comprise epidote, chlorite, muscovite, albite, quartz and some relict minerals. Considering altogether the mineral groups identified in the blueschists of the SW Thrace, glaucophane, lawsonite; glaucophane, lawsonite, epidote, chlorite and muscovite, for the M1, blueschist metamorphism a 6 to 10 kbar pressure and 250 to 450 oC temperature can be estimated.

Serpentinites formed as a result of the metamorphism in basic and ultrabasic rocks, extend a large area here. During our laboratory work which comprise x-ray diffraction (XRD) and microscopic analysis, the serpentinites examined presented crysotile/lizardite and antigorite minerals. In addition to this serpentine group minerals, of the protolith rocks, olivine and pyroxene minerals are found in some occasion.

Next to high pressure metamorphism occurrence in the region, the greenschist facies metamorphism (M2) took place with its low pressure conditions. Likewise, the mineral assemblage con-

sisting chlorite, epidote, albite and tremolite/actinolite was developed reflecting the typical greenschist facies: these rocks are defined as tremolite/actinolitefels and chlorite-epidoteschist. For the greenschist metamorphism effecting the Yeniköy Melange was estimated a 4 to 6 kbar pressure and 350 to 450 oC temperature.

Finally, the mineral assemblage observed rocks and their textural features of the Yeniköy Melange may indicate a polymetamorphic evolution in the PTt path. Likewise, the greenschist facies metamorphism partly overprints the blueschist metamorphism. The studied metamorphic rocks were formed as a result of high pressure/low temperature and later by an medium pressure/medium temperature metamorphism occurring in the subduction zone of the Intra-Pontide oceanic crust dividing the Rhodope-Pontide continent from the Sakarya continent.

---

Makale Geliş Tarihi :: 20 Şubat 2003  
Kabul Tarihi :: 8 Ağustos 2003

Received : February 20, 2003  
Accepted : August 8, 2003





# TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Ağustos 2003 . Cilt 46 . Sayı 2  
August 2003 . Volume 46 . Number 2

## İÇİNDEKİLER CONTENTS

- YALÇIN, H. ve BOZKAYA, Ö., Sivas Batısındaki (Yıldızeli - Akdağmadeni) Hidrotermal Kaolin ve I-S Oluşumlarının Mineralojisi**  
*Mineralogy and Geochemistry of Hydrothermal Kaolinite and I-S Occurrences, (Yıldızeli - Akdağmadeni) W- Sivas* ..... 1
- GÜL, M., EREN, M. ve GÜRBÜZ, K., Elmedin Tepe Resifi ve Kızılkaya Tepe Resif Kompleksinin (Mut - Mersin) Modal ve Fasiyes Analizi**  
*Modal and Facies Analysis of the Elmedin Hill Reef and Kızılkaya Hill Reef Complex (Mut - Mersin)* ..... 25
- KURT, H., ÖZKAN, A.M. ve KOÇAK, K., Orta Anadolu da Konya'nın Batısındaki Dalmabatma ile İlişkili Volkanik Kayaçların Jeolojisi, Petğrafisi ve Jeokimyası**  
*Geology, Petrography and Geochemistry of the Subduction Related Volcanic Rocks, West of Konya, Central Anatolia* ..... 39
- EROL, K., Yeniköy Karışığı'nın (GB Trakya) Metamorfik Evrimi**  
*Metamorphic Evolution of Yeniköy Melange (SW Thrace)* ..... 53

### Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri :

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKNET veri tabanlarında yer almaktadır.

### *Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:*

*GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKNET*

### Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası  
PK . 464 Yenisehir, 06444 Ankara  
Tel : (312) 434 36 01  
Faks : (312) 434 23 88  
E - Posta : jmo@jmo.org.tr  
URL : www.jmo.org.tr

### Correspondence Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey  
PO Box 464, Yenisehir, TR - 06444 Ankara  
Phone + 90 312 434 36 01  
Fax + 90 312 434 23 88  
E - Mail : jmo@jmo.org.tr  
URL : www.jmo.org.tr